ARCHIWUM NAUKOWE.
WYDAWNICTWO TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.
DZIAŁ II. — TOM I. — ZESZYT 2.

DR. WALERY ŁOZIŃSKI.

DOLINY RZEK

WSCHODNIO-KARPACKICH I PODOLSKICH

Z 7 FIGURAMI W TEKŚCIE I 5 TABLICAMI.

WE LWOWIE.
NAKŁADEM TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.
DRUKARNIA UNIWERSYTETU JAGIELL. POD ZARZĄDEM J. FILIPOWSKIEGO.
1905.
Skład główny wydawnictw Towarzystwa utrzymują we Lwowie Gubrynowicz i Schmidt, w Krakowie Księgarnia Spółki Wydawniczej, w Warszawie E. Wende i Sp., w Poznaniu J. Leitgeber i Sp.

WYCIĄG ZE STATUTÓW
TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ WE LWOWIE.

§. 2. Celem Towarzystwa jest: udzielanie pomocy materyalnej badaniom naukowym polskim, podejmowanym przez osoby lub instytucye w jakiejkolwiek gałęzi wiedzy ludzkiej.

§. 6. Towarzystwo składa się z członków:

a) czynnych;

b) wspierających.

Członkowie czynni dzielą się na:

a) założycieli;

b) zwyczajnych.

Członkowie wspierający dzielą się na:

a) dożywotnich;

b) zwyczajnych.

§. 7. Członkiem czynnym założycielem, na stałe, staje się:

a) kto uiści jednorazową wkładkę w kwocie 200 kor. (80 rub.),

b) kto wkładkę 200 kor. uiści w czterech bezpośrednio po sobie następujących ratach rocznych po 50 kor. (20 rub.), po uiszczeniu ostat nie z tychże rat.

§. 9. Członkiem czynnym zwyczajnym staje się osoba, która uiści na cele To warzystwa roczną wkładkę 8 kor. (3·50 rub.). Na żądanie wkładka roczna może być rozdzieloną na cztery równe raty ćwierćroczne po 2 kor. z góry płatne.

§. 10. Każdy członek czynny Towarzystwa, zarówno założyciei jak i zwyczajny, ma prawo:

a) zabierania głosu i głosowania na Zgromadzeniach Walnych;

b) wyboru i wybieralności;

c) przedkładania i popierania wniosków, zmierzających do urzeczyw stnienia celów Towarzystwa, w granicach statutem dozwolonych;

d) otrzymywania, po zniżonej cenie, publikacyj, co do których Towarzystwo zniżenie takie dla swych członków uzyska (§. 44 lit. *a*);

e) z nakładów własnych Towarzystwa, lub z nakładów obcych, częściowo na jego własność ustąpionych (§. 44 lit. *b, c*), w jakimkolwiek czasie wydanych, o ile starczy zapas, bezpłatnego, według wyboru, otrzymywania publikacyj za cenę księgarską 8 kor. corocznie.

§. 11. Członkiem wspierającym dożywotnim staje się osoba, która uiści na cele Towarzystwa jednorazową wkładkę w kwocie 50 kor. (20 rub.).

§. 12. Członkiem wspierającym zwyczajnym staje się osoba, która uiści na cele Towarzystwa wkładkę roczną 1 kor. (50 kop.).

§. 13. Członkom wspierającym dożywotnim przysługuje prawo z nakładów, wymienionych w §. 10 lit. *e*, bezpłatnego, według wyboru, otrzymywania publikacyj za cenę księgarską 2 kor. corocznie; członkom wspierającym zwyczajnym za cenę księgarską 1 kor. corocznie.

Adres Towarzystwa:

LWÓW, ARCHIWUM BERNARDYŃSKIE.

ARCHIWUM NAUKOWE

WYDAWNICTWO
TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.

DZIAŁ II. — TOM I. — ZESZYT 2.

DR. WALERY ŁOZIŃSKI.

DOLINY RZEK WSCHODNIO-KARPACKICH I PODOLSKICH.

WE LWOWIE.
NAKŁADEM TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.
1905.

DOLINY RZEK

WSCHODNIO-KARPACKICH I PODOLSKICH

NAPISAŁ

DR. WALERY ŁOZIŃSKI

Z 7 FIGURAMI W TEKŚCIE I 5 TABLICAMI.

WE LWOWIE.
NAKŁADEM TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.
1905.

Z drukarni Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie
pod zarządem J. Filipowskiego.

Doliny rzek wschodnio-karpackich i podolskich.

Napisał

Walery Łoziński.

I.

Działalność wody bieżącej. Erozya i akkumulacya w dolinach rzek podolskich i wschodnio-karpackich.

Woda bieżąca w dwojaki sposób pracuje nad obniżaniem lądów: jako czynnik transportowy bezustannie usuwa z powierzchni lądu zwietrzały materyał skalny i wystawia coraz głębsze partye skał na niszczący wpływ czynników atmosferycznych (zmiany temperatury, zamarzanie wody w szczelinach i t. d.), zaś przy pomocy okruchów skalnych, które toczy siłą prądu, rozwija działalność erozyjną zarówno w kierunku pionowym, pogłębiając coraz bardziej swe koryto, jak poziomym, podmywając brzegi i rozszerzając dolinę[1]. Śledząc bieg rzeki od źródeł ku ujściu, widzimy wprawdzie, że nietylko przy ujściu do morza, ale także daleko w głębi lądu, w niektórych miejscach nawet na znacznej przestrzeni, jak n. p. u wylotu dolin górskich, gdzie spadek szybko maleje, erozya ustępuje miejsca akkumulacyi i osadzają się grube pokłady utworów rzecznych. Ale spadek

[1] Nie zawsze znaczenie wyrazów »erozya« i »denudacya« bywa ściśle odgraniczanem. Pojęcie erozyi należy ograniczyć jedynie do siły żłobiącej wód bieżących. Zaś denudacya obejmuje ogół czynników atmosferycznych, których działanie zmierza do obniżenia powierzchni lądów, jak wietrzenie mechaniczne i chemiczne, niszczenie skał przez lodowce, usuwanie zwietrzałego materyału skalnego przez wodę bieżącą, a więc także i jej działalność erozyjną.

rzeki nie pozostaje ciągle jednakowym i musi z biegiem czasu ulegać zmianie wskutek najrozmaitszych przyczyn (np. pogłębianie koryta i erozya wsteczna w górnym biegu). Gdzie dziś przeważa akkumulacya, po jakimś czasie może znowu wziąć górę erozya i rzeka zniszczy swoje własne osady. Toteż z wyjątkiem ujścia rzeki do morza nagromadzenia osadów rzecznych są po największej części przemijającemi i tylko wyjątkowo zdołają się utrzymać przez czas dłuższy (w znaczeniu geologicznem). Jak małą jest szansa trwałego zachowania się utworów rzecznych w głębi lądu, o tem wymownie świadczą dawne osady rzek, których szczątki, pocięte przez późniejszą erozyę, tak często spotykamy w dolinach jako terasy, sterczące ponad dzisiejszym poziomem wody nawet w czasie największej powodzi.

W klimacie umiarkowanym proces usuwania zwietrzałego materyału skalnego z powierzchni lądów odbywa się po największej części, niemal wyłącznie pod wpływem wód płynących. Miejscami wchodzą w grę i inne siły transportowe, przedewszystkiem lodowce w najwyżej wzniesionych krainach górskich. Ale ich obszar jest stosunkowo bardzo ograniczonym, a szczątki skał, wyniesione przez lodowce z głębi gór, musiałyby się nagromadzać u ich stóp w coraz większej ilości i pozostać w obrębie lądu, gdyby nie rzeki, które tworzą się z topniejących lodowców, niszczą moreny, przerabiają ich materyał i przenoszą do morza.

Ostatecznym celem, do którego zmierza działalność wody bieżącej, jest zupełne zniwelowanie lądów. Usuwanie zwietrzałych okruchów i odsłanianie coraz to nowej powierzchni skał na wpływ sił niszczących, pogłębianie koryta, podmywanie brzegów i rozszerzanie doliny, a zarazem zmniejszanie się nachylenia stoków doliny, wreszcie erozya wsteczna i obniżanie działów między dopływami — wszystkie te procesy, których przebieg i następstwo po sobie W. M. Davis[1] ujął w »cykl geograficzny«, dążą do zupełnego zarównania nawet najbardziej urozmaiconej rzeźby dorzecza. Idealnym kresem obniżania lądu przez wodę jest tak zwany dolny poziom denudacyi (»base — level of erosion«[2] Powell'a, »unteres Denudationsniveau« Pencka), płaszczyzna, poniżej której woda bieżąca *ceteris paribus*

[1] The geographical cycle. Geograph. Journ., t. 14, 1899, str. 481 i nast.

[2] O »dolnym poziomie erozyi« można mówić tylko wtedy, jeżeli idzie o określenie dolnej granicy p o g ł ę b i a n i a k o r y t a przez rzeki.

nie może już służyć za siłę transportową nawet dla najdrobniejszego materyału skalnego, a tem mniej erodować. W najszerszem znaczeniu dolnym poziomem denudacyi lądów jest poziom morza u wybrzeży. Ujście rzeki do innej większej lub do morza wyznacza dolny poziom denudacyi jej dorzecza.

Dolny poziom denudacyi przedstawia płaszczyznę, która od ujścia rzeki wznosi się zwolna ku jej źródłom. Miarą nachylenia tej płaszczyzny jest minimalny spadek, po którego osiągnięciu musiałaby nietylko erodująca, ale i przenosząca działalność wody bieżącej zupełnie ustać. Siła erozyjna przeciętnej rzeki ustaje poniżej spadku 2‰, zaś zdolność przenoszenia najdrobniejszego materyału poniżej 0·02‰[1]. Biorąc ostatnią cyfrę za podstawę, można obliczyć, że dolny poziom denudacyi n. p. Dniestru (długość 1040 km) tworzy płaszczyznę, która od poziomu morza przy ujściu stopniowo wznosi się do wysokości zaledwie 20·8 m u źródlisk.

W rzeczywistości ostateczny wynik nawet najdalej posuniętej działalności wody bieżącej tylko w mniejszym lub większym stopniu zbliża się do idealnej płaszczyzny dolnego poziomu denudacyi. Jeżeli nie zajdą żadne przeszkody i rzeka główna wraz z dopływami mogą przez dostatecznie długi okres czasu swobodnie dokonywać swej pracy, dorzecze ulega stopniowo coraz dokładniejszemu zarównaniu i wreszcie zamienia się w bardzo łagodnie nachyloną płaszczyznę, zwaną za Davis'em »peneplain«, na której tylko tu i owdzie mogły się zachować stosunkowo nieznaczne wypukłości (»residuals«).

Praca wody bieżącej nad obniżaniem lądu nie postępuje stale w jednakowym kierunku. Rozmaite przyczyny wywołują zmianę spadku, ilości wody lub ładunku okruchów skał, którego dostarczają podmywane i usuwające się brzegi, staczanie się luźnego materyału skalnego pod wpływem siły ciężkości, a przedewszystkiem dopływy, posiadające silniejszy spadek, a więc i większą zdolność transportową niż rzeka główna. Równolegle z powyższemi zmianami zmienia się także i czynność rzeki. Po okresie intenzywnej erozyi następuje okres przeważającej akkumulacyi lub naodwrót. Raz rzeka rozwija bardzo energiczną działalność i wyżłabia obszerną dolinę, zaś po jakimś czasie nie może już podołać całemu ładunkowi zwietrzałego

---

[1] Lapparent, Leçons de géogr. phys., 2 éd., str. 70. Bardziej szczegółowe cyfry podaje Penck, Das Endziel der Erosion und Denudation. Verhandl. 8. deutsch. Geogr. — Tages 1889, str. 97.

materyału skalnego i zasypuje dolinę własnymi osadami, a wreszcie znowu erozya wraca do dawnych praw i nietylko usuwa dawniejsze nagromadzenia utworów rzecznych, ale także z biegiem czasu odsłania ich podłoże skalne (dawne dno doliny) nieraz do znacznej głębokości. Takie zwroty w czynności wody bieżącej, naprzemian ujemne (przewaga erozyi) i dodatnie (przewaga akkumulacyi), mogą się kilkakrotnie powtarzać. Każdy okres przeważającej akkumulacyi wraz z następującem po nim spotęgowaniem erozyi i siły transportowej wody bieżącej pozostawia po sobie terasę. Tak częsta obecność teras w dolinach rzek i to przeważnie po kilka w rozmaitej wysokości dowodzi, że praca wody bieżącej zazwyczaj nie postępuje jednostajnie, ale w oscyllacyach o zmiennej amplitudzie, czyli, że historya rzeki składa się z szeregu okresów, naprzemian ujemnych i dodatnich.

Wielkość okruchów, z jakich składają się terasy, jest bardzo rozmaitą. Od dużych brył znachodzą się wszystkie przejścia aż do najdrobniejszego materyału (glina, ił). Wielkość materyału, przeważającego w budowie terasy, jest wyrazem siły transportowej, przedewszystkiem spadku wody bieżącej, której osady zachowały się w resztkach jako terasa.

Jeżeli porównamy terasy dolin wschodnio-karpackich[1] z terasami, jakie towarzyszą niektórym rzekom Podola, odrazu wpada w oko ogromna różnica w ich składzie. Utwory rzek karpackich składają się przeważnie ze żwirów o znacznych nieraz rozmiarach, a dopiero u wylotu dolin, gdzie spadek nagle maleje, pokłady żwirów są poprzegradzane warstwami piaszczystemi lub gliniastemi. Odwrotny stosunek zachodzi w terasach nad rzekami podolskiemi, np. nad dolnym Seretem lub nad Gniezną poniżej Trembowli. Tutaj żwiry mają tylko podrzędne znaczenie jako lokalne wkładki w kształcie soczewek lub płaskich stożków. Natomiast główna rola w budowie teras przypada glinom, poprzegradzanym miejscami wkładkami iłu. Gliny i iły, składające się z najdrobniejszego materyału skalnego,

[1] Zarówno tutaj jak i w dalszym ciągu mówię zawsze o Wschodnich Karpatach dla wyraźnego zaznaczenia, że moje własne studya obejmują tylko Wschodnie Karpaty, które pod względem budowy geologicznej znacznie różnią się od Zachodnich. Dla naszych problemów najważniejszym jest szczegół, że w Zachodnich Karpatach brak piaskowca jamneńskiego, którego potężne kompleksy odgrywają bardzo wybitną rolę w morfologii Wschodnich Karpat.

a przytem przepełnione doskonale zachowanemi i to nawet najcieńszemi i najdelikatniejszemi skorupami mięczaków, musiały się osadzać w bardzo spokojnem środowisku. W pierwszej chwili te terasy alluwialne robią wrażenie osadu jeziór i dopiero dokładne zbadanie okazuje, że mamy do czynienia z utworem rzek o bardzo leniwym prądzie wody. Dowodzą tego następujące szczegóły:

a) Częsta zmienność i rozmaitość materyału, z jakiego zbudowane są terasy. W terasach nad dolnym Seretem (np. koło Czortkowa) największy udział mają gliny barwy szarej, zazwyczaj jasne, rzadziej ciemniejsze. Bardzo drobny, rozsypujący się materyał tych glin jest löss'em, przeniesionym i przerobionym przez wodę bieżącą, a zarazem zabarwionym na szaro przez domieszki organicznego pochodzenia. Tylko w najbliższem sąsiedztwie zwałów löss'u, które grubym płaszczem pokrywają łagodne stoki jaru, gliny okazują barwę jasno-żółtą zamiast szarej, tutaj bowiem materyał löss'owy został przeniesiony tylko na bardzo małą odległość i nie uległ znaczniejszej przemianie. Wśród przeważających glin bardzo często zdarzają się mniej lub więcej rozległe wtrącenia innego materyału. Miejscami szara glina staje się coraz ciemniejszą i zwolna przechodzi w ciemny, zbity ił z rdzawymi nalotami. Warstwy tego iłu musiały się osadzać w wodzie stojącej, a mianowicie w jakichś niewielkich kałużach lub w ramionach rzeki, odciętych wskutek sedymentacyi i zmiany biegu. Czasem pojawia się wśród glin wkładka piaszczysta, tu i owdzie rdzawo zabarwiona. Częstszemi są soczewkowate wtrącenia żwirów drobniejszego kalibru, otoczonych lub kańczastych. Grubość i rozciągłość soczewek żwiru jest bardzo zmienną. W terasach nad Gniezną między Trembowlą a ujściem do Seretu występują takie same utwory, ale w odmiennym stosunku ilościowym. Są tu wprawdzie także gliny szare, żółte lub brunatne i lokalne soczewki żwiru, ale ich udział w budowie teras jest znacznie mniejszy aniżeli nad dolnym Seretem. Przeważającym utworem w terasach nad Gniezną poniżej Trembowli jest ciemny, po wyschnięciu twardy ił, który występuje w warstwach o grubości od kilku dm do 1 m. W ile znachodzą się obficie zwęglone łodygi i inne szczątki roślin, a po każdej z nich pozostał na ile rdzawy nalot.

b) Rozmieszczenie skorup mięczaków. Osady teras zawierają mnóstwo skorup mięczaków, które znachodzą się w stanie półkopalnym (subfossil) i należą do form obecnie żyjących. W naj-

ściślejszej zależności od różnic w materyale utworów, które wchodzą w skład teras, objawia się także zmienność charakteru fauny. W jednem miejscu skorupy występują mniej licznie lub nawet brak ich zupełnie, a za to gdzieindziej pojawiają się w takiej obfitości, że często tworzą całe warstewki. Rozmaite rodzaje ślimaków nie są w terasach równomiernie rozmieszczone, ale już na małej przestrzeni zmienia się charakter fauny w związku z wielkością materyału, z którego składają się utwory teras. Wśród glin i iłów przeważają formy o cienkich skorupach, właściwe wodom spokojnym o dnie namulistem, natomiast wśród żwiru można znaleźć jedynie rodzaje o grubych skorupach, żyjące w wodach o silnym prądzie i kamienistem łożysku [1]. Tak np. warstwy iłu, osadzone w wodzie stojącej z najdrobniejszego materyału, są przepełnione bardzo cienkiemi i doskonale, często z pstrem ubarwieniem zachowanemi skorupami mięczaków, przedewszystkiem kilku odmianami rodzaju Planorbis. Także częstemi są wśród iłu duże, w całości zachowane skorupy z rodzajów Unio lub Anodonta [2]. Żwiry zaś są miejscami przepełnione formami, jak Neritina albo Melanopsis, których grube skorupy prawie zawsze są okryte jeszcze grubszą powłoką trawertynu. W glinach obok mięczaków wodnych, jak n. p. Planorbis, równie obficie pojawiają się formy lądowe, a mianowicie rodzaj Helix w kilku odmianach.

c) Przebieg powierzchni teras w porównaniu z dzisiejszem łożyskiem rzek. Najlepszym dowodem rzecznego pochodzenia teras jest ich położenie względem obecnego koryta rzeki.

---

[1] Rozmieszczenie skorup w terasach alluwialnych najzupełniej zgadza się z obecnem rozmieszczeniem mięczaków, jak je opisał Łomnicki z łożyska Zbrucza. Por. Zapiski z wycieczki podolskiej w r. 1869. Sprawozd. Kom. Fizyograf., t. 4, str. (56).

[2] Ocenianie, czy jakieś młode osady, które zawierają skorupę rodzaju Unio lub Anodonta, są rzeczywiście pochodzenia rzecznego, wymaga pewnej ostrożności. Jak wiadomo, oba te rodzaje w wielu miejscowościach Podola służą ludności za pożywienie. To też nagromadzenia ich skorup, które zostały usypane przez człowieka, mogą znachodzić się nietylko po brzegach rzek, jak o tem wspomina Bąkowski z nad Seretu i Zbrucza (Mięczaki zebrane na Podolu w r. 1879. Sprawozd. Kom. Fizyograf., t. 14, str. 76), ale także w pewnej odległości od łożyska rzeki i w rozmaitej wysokości ponad poziomem wody. Przybysławski wspomina, że w pobliżu przedhistorycznych grobów w Horodnicy znalazł gruby pokład skorup Unio pictorum, który robił wrażenie nasypanego, a nie pozostawionego przez wodę (Zbiór wiadom. do antropol. kraj., t. 3, str. 73).

Nad Gnieznąą poniżej Trembowli obniżanie się terasy z biegiem rzeki jest już na oko dostrzegalnem. Nad Seretem terasa alluwialna również obniża się z biegiem rzeki, ale obniżanie się jest tak powolnem, że dało się stwierdzić dopiero na podstawie pomiarów barometrycznych. Weźmy pod uwagę górną, wyraźną krawędź alluwialnej terasy, która tworzy lewy brzeg łożyska Seretu powyżej Czortkowa. Od miejsca mniej więcej, gdzie linia kolejowa z Kopyczyniec wkracza w jar Seretu, aż do tego punktu koło Wygnanki, w którym Seret zbliża się tuż do nasypu kolejowego [1], a więc na przestrzeni 750—800 m [2], górna krawędź obniża się o 7 m. Na chwilę urywa się terasa i nysyp kolejowy bezpośrednio graniczy z Seretem. Ale już przed stacyą kolejową w Czortkowie mamy znowu terasę na lewym brzegu Seretu. Stąd aż do pierwszych domów Czortkowa poniżej mostu kolejowego, a więc na przestrzeni około 1250 m, krawędź terasy obniża się znowu o 7 m. To samo można było stwierdzić na prawym brzegu Seretu poniżej Czortkowa. Na przestrzeni 700—800 m w dół Seretu od mostu w Starym Czortkowie krawędź terasy okazuje obniżenie się mniej więcej o 3 m. Dalej w dół Seretu aż prawie do ujścia do Dniestru alluwialna terasa wyściela dno jaru, ale wysokość jej krawędzi ponad poziomem wody w rzece nawet na tak wielkiej przestrzeni nie doznaje żadnej widocznej zmiany. Jeszcze koło Lesiecznik i między Kasperowcami a Szczytowcami [3] widać na dnie jaru Seretu taką samą terasę alluwialną, jak w okolicy Czortkowa i *wznoszącą się mniej więcej do takiej samej wysokości ponad poziomem wody w rzece*. Przed samem ujściem do Dniestru, między Kułakowcami a Gródkiem, dno jaru Seretu ulega znacznemu zwężeniu. Na lewym brzegu Seret bezpośrednio podmywa stromy stok utworów sylurskich, a po prawej potężne zwały löss'u sięgają aż do samej rzeki. Ta ostatnia część biegu Seretu robi wrażenie, że ujście do Dniestru wskutek osadzania się löss'u zostało utrudnionem i że potrzeba było dłuższego czasu, zanim Seret zdołał usunąć zaporę i częściowo oczyścić swe ujście z mas nawianego pyłu.

Ogromna różnica w charakterze utworów rzek wschodnio-karpackich i podolskich wyjaśnia się najzupełniej, jeżeli porównamy ze sobą ich spadek.

---

[1] W pobliżu km 107.

[2] Licząc wzdłuż krętego brzegu Seretu.

[3] Arkusz mapy szczegółowej (1:75000): Mielnica.

Porównanie spadku rzek wschodnio-karpackich i podolskich [1]).

Łomnica			Czarna Bystrzyca			Seret [2]				
a	*b*	*c*	*a*	*b*	*c*	*a*	*b*	*c*	*d*	*e*
1200—1100	1·0	100·000	1200—1100	0·75	133·333	400—335	15·75	4·127	1·53	9·7
1100—1000	5·2	19·231	1100—1000	1·00	100·000	335—320	12·75	1·176	2·00	15·7
1000—900	8·3	12·048	1000—900	1·65	60·606	320—315	7·50	0·667	3·50	46·7
900—800	6·0	16·667	900—800	5·25	19·048	315—314	7·13	0·140	2·40	33·7
800—700	9·8	10·204	800—700	10·13	9·872	314—303	31·50	0·349	4·70	14·9
700—600	9·0	11·111	700—600	6·75	14·815	303—284	22·50	0·844	—	—
600—500	12·8	7·813	600—500	12·00	8·333	284—253	31·50	0·984	—	—
500—400	12·4	8·065	500—400	14·25	7·018	253—225	35·25	0·794	—	—
400—300	15·0	6·667	400—300	18·00	5·556	225—191	43·50	0·782	—	—
300—216	41·4	2·029	300—212	36·00	2·444	191—135	47·25	1·185	—	—

Jak wszystkie rzeki górskie, tak samo i karpackie stosują się do prawa, że spadek maleje w dół rzeki. Widać jednak już w powyższem zestawieniu, że zmniejszanie się spadku nie odbywa się w całym biegu jednostajnie, ale w niektórych partyach okazuje nawet dość znaczne zaburzenia. Te skoki spadku (stufenförmiges Gefälle) nie przeczą ogólnemu prawu, że spadek rzek górskich w dół staje się coraz mniejszym, a tylko świadczą, że rzeki Karpat są jeszcze dalekiemi od osiągnięcia stanu, dla którego w obcej literaturze wprowadzono najrozmaitsze określenia, jak »normales (ausgeglichenes)

[1] Objaśnienia:
a różnica bezwzględnej wysokości w metrach;
b długość rzeki w kilometrach;
c spadek pro mille;
d ilość kilometrów, jaka z długości rzeki przypada na stawy;
e przestrzeń, zajęta przez stawy, wyrażona jako procent długości rzeki.

[2] Za początek Seretu przyjęto potok, wypływający w okolicy Podhorzec.

Gefälle«, »profil d'équilibre« (Lapparent), »graded condition« (Gilbert). Dopiero z chwilą, gdy rzeka dojdzie do tego stanu równowagi, profil staje się normalnym, t. zn. przedstawia krzywą prawie paraboliczną.

Niejednostajność spadku rzek wschodnio-karpackich bywa bardzo często wynikiem zmienności skał w kierunku poziomym, a mianowicie następstwa po sobie utworów o bardzo rozmaitej odporności przeciw wietrzeniu i erozyi (np. łupki menilitowe i piaskowiec jamneński). Jako inną ważną przyczynę miejscowych zaburzeń jednostajności spadku wymienić wypada stożki, usypane przez dopływy u ich ujścia, zarówno przez dopływy trwałe, jakoteż przez gwałtowne wody peryodyczne. Podobną rolę odgrywa usuwanie się większej ilości luźnego materyału skalnego pod wpływem siły ciężkości.

Weźmy pod uwagę np. Czarną Bystrzycę. Przy rozpatrywaniu spadku, uderza jego nieregularność na przestrzeni od 800 do 600 m bezwzględnej wysokości. Między izohipsami 800 i 700 m spadek jest za mały. Właśnie na tej przestrzeni wpada do Bystrzycy cały szereg dzikich potoków górskich (Douszyniec, Salatruk i t. d.), które przynoszą ogromną ilość materału skalnego. Przytem ta część biegu Bystrzycy przypada przeważnie na łupki menilitowe, ulegające bardzo łatwo zwietrzeniu i erozyi. Dalej zaś, od izohipsy 700 do 600 m, Bystrzyca płynie prawie wyłącznie wśród piaskowca jamneńskiego, najtwardszej i najodporniejszej ze wszystkich skał karpackiego fliszu i okazuje nagłe zwiększenie się spadku [1].

Całkiem odmiennym jest spadek rzek podolskich. Weźmy n. p. Seret z pominięciem najwyższej części jego biegu, która jest wprawdzie najznaczniejszym, ale tylko jednym z trzech potoków źródłowych i przypada w znacznej części na luźne utwory dyluwialne, w które woda bieżąca może bardzo szybko wcinać swój parów. Otóż przedewszystkiem wpada w oko, że spadek jest w górnej części

[1] Taksamo zwiększa się spadek rzeki Colorado od miejsca, gdzie dno jej canyon'u zaczyna się wcinać w granitowo-gnajsową podstawę wyżyny Colorado. (Por. Dutton, Tertiary History of the Grand Canyon District. Monographs of the United States Geolog. Survey, vol. II, str. 240 i 241). Szypoty (rapids) rzeki Colorado nie przypadają wyłącznie na jej bieg wśród skał krystalicznych, ale także znachodzą się często u dolnego końca stożków, usypanych w łożysku przez dopływy (Davis, Excursion to the Grand Canyon of the Colorado. Bull. Museum Compar. Zoöl. at Harvard Coll., Geol. Ser., vol. V, nr. 4, str. 168 i 169).

biegu mniejszym aniżeli w dolnej. Ten stosunek najlepiej uwidacznia się w zjawisku, powtarzającem się u wszystkich podolskich dopływów Dniestru, że górny bieg obfituje w liczne i wielkie stawy, których dolnemu biegowi brak zupełnie. Co prawda, stawy nie są zja-

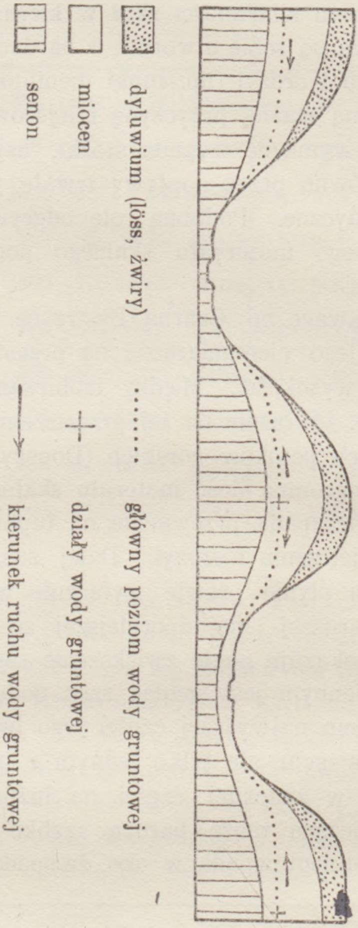


Fig. 1. Schematyczny przekrój dolin w dorzeczu górnego Seretu.

wiskiem naturalnem, ale już sam fakt, że w przeciwieństwie do dolnego biegu założono tyle i tak wielkich stawów, najlepiej świadczy o istnieniu sprzyjających temu i w samej naturze rzeki tkwiących warunków.

Różnica w spadku górnego i dolnego Seretu doskonale się uwydatnia w krajobrazie jego doliny. W górnym biegu Seret płynie do-

liną, której równe i szerokie, zabagnione dno jest ciągle widownią nagromadzania się najdrobniejszego materyału skalnego, mieszającego się z ogromną ilością gnijących resztek roślin, właściwych okolicom podmokłym (np. powyżej stawu w Tarnopolu). Roślinność, po-

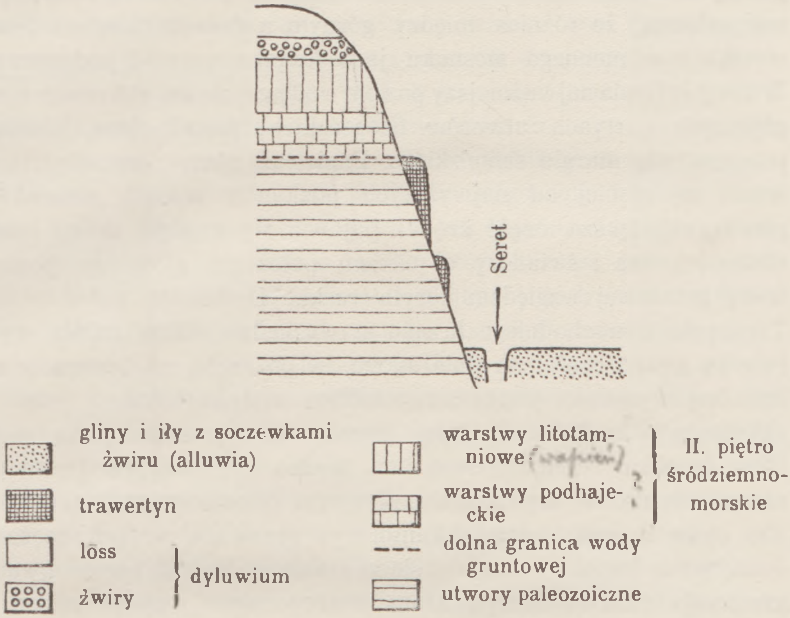


Fig. 2. Schematyczny przekrój stromego brzegu jaru dolnego Seretu.

rastająca niskie brzegi, wspiera osadzanie się namułu. Niskość brzegów ułatwia rozlewanie się wody przy wyższym stanie i roznoszenie osadów po całem dnie doliny. Ta część biegu kończy się poniżej ostatniego ze stawów, przez które górny Seret przepływa, a mianowicie tarnopolskiego (303 m). Spadek odrazu się zwiększa, a w ślad zatem zmienia się stopniowo i krajobraz doliny. Seret wcina się w płytę podolską coraz głębszym jarem, którego dno jest wypełnione i zarównane terasami, wznoszącemi się na kilka metrów ponad dzisiejszym poziomem wody w rzece.

Zmiana w charakterze doliny Seretu dokonywa się właśnie na tej niewielkiej przestrzeni, gdzie rzeka ukośnie przecina fleksurę, która tworzy NW brzeg paleozoicznego horstu. W górnym biegu Seret

płynie przez obszar opolski, w dolnym wcina się głęboko w paleozoiczny horst. Odrębność geologicznej budowy tych dwóch obszarów, tak świetnie określona w pracach Teisseyrego, powoduje zarazem zupełną zmianę charakteru doliny Seretu z chwilą, gdy przekroczył granicę Opola i Podola właściwego. Równocześnie z budową geologiczną zmieniają się stosunki hydrologiczne i jest rzeczą bardzo prawdopodobną, że różnica między górnym a dolnym biegiem Seretu wynika z odmiennego stosunku jego łożyska do wód podziemnych. W obrębie Opola najważniejszy poziom wody gruntowej zbiera się w najgłębszych partyach utworów neogeńskich, ponad górną, nierówną powierzchnią marglu senońskiego. Ponieważ górny Seret nigdzie nie wcina się głębiej od najwyższych poziomów marglu senońskiego, przeto największa część źródeł pojawia się w głębi dolin, bardzo blisko ich dna i świadczy o niskiem położeniu głównego poziomu wody gruntowej względem koryta rzeki. Doskonale widać to koło Tarnopola u wschodniego brzegu stawu, gdzie obfite źródła wydobywają się po części na dnie stawu, a po części na brzegu w nieznacznej wysokości ponad zwierciadłem wody. Ogromna przewaga akkumulacyi w dolinie górnego Seretu widocznie pozostaje w ścisłym związku z tem, że rzeka na bardzo znacznej przestrzeni płynie w jednakowej wysokości z głównym poziomem wody gruntowej. Tak samo u rzek Krasu akkumulacya przeważa w tych częściach dolin, gdzie łożysko znachodzi się w granicach wahań poziomu »wody krasowej« (Karstwasser)[1], która w szczelinach wapieni zbiera się i zachowuje na wzór wody gruntowej w porach piaskowców.

Jeżeli będziemy szukać analogii Seretu i wogóle innych podolskich dopływów Dniestru w górnym biegu wśród obszaru opolskiego, to przedewszystkiem musi uderzyć ich podobieństwo do dolin północnej Szampanii (Champagne Pouilleuse). Popękane utwory kredowe, z których zbudowaną jest wyżyna północnej Szampanii, mniej więcej na 200 m wysoka, nadzwyczaj chciwie pochłaniają wodę atmosferyczną. Podczas gdy powierzchnia wyżyny jest suchą i jałową, w głębi dolin pojawiają się liczne i obfite źródła ponad nieprzepuszczalną podstawą szczelinowatych utworów górno-kredowych. Doliny, jak np. rzeki Vanne, są w głębi podmokłe i zabagnione; ich bieg jest prawie nieprzerwanym pasem bagien i torfowisk[2].

[1] A. Grund, Karsthydrographie. Geogr. Abhandl. hrg. v. Penck, Bd. VII, Heft 3, str. 189 i 190.

[2] Péron, L'origine des cours d'eau de la Champagne Septentrionale. Asso-

Granica górnego i dolnego biegu Seretu przypada na tę przestrzeń, gdzie rzeka przekracza linię dyzlokacyjną, która tworzy NW brzeg paleozoicznego horstu. Równocześnie Seret przecina SW granicę rozprzestrzenienia senońskiego marglu[1], z pod którego wynurzają się w głębi doliny utwory paleozoiczne, zrazu dewońskie. Powierzchnia utworów paleozoicznych stosunkowo szybko podnosi się ku SE, a wskutek tego Seret wkrótce po wkroczeniu w paleozoiczny horst jest już głęboko wcięty w utwory paleozoiczne. Ponieważ ich powierzchnia jest zarazem najniższą granicą, do jakiej woda gruntowa może przenikać w głąb skał w kierunku pionowym, przeto łożysko Seretu znachodzi się o kilkadziesiąt metrów poniżej głównego poziomu wody gruntowej Obfite źródła nie występują na dnie doliny, jak w górnym, opolskim biegu, ale wysoko ponad rzeką. Po tej stronie, gdzie stok jaru jest łagodnie nachylony, z odpływu źródeł powstają dłuższe potoki, które niszczą gruby płaszcz löss'u i unoszą jego szczątki do Seretu. W głębi dzikich parowów wśród löss'u erozya potoków odsłoniła utwory starsze (trzeciorzędne i t. d.), tworzące podstawę pokrywy löss'owej. Gdzie zaś stoki jaru są strome, tam odpływy źródeł albo wprost ściekają po pochyłości do rzeki, albo też — i to daleko częściej — wcięły sobie dłuższe lub krótsze, dzikie parowy boczne i poszarpały nimi stromy brzeg jaru. Działalność potoków, które ze znacznym spadkiem spływają takimi bocznymi jarami do Seretu, zaznacza się lokalnemi wtrąceniami żwirów, tak częstemi wśród gliniastych lub ilastych alluwiów dolnego Seretu.

Skoro mowa o dolinach rzek podolskich, nie można pominąć jeszcze jednego bardzo ważnego szczegółu, który jest własnością ich górnego, opolskiego biegu. Tym rysem charakterystycznym jest zjawisko, które Teisseyre skonstatował na obszarze senonu i nazwał »eoceńską predyspozycyą«, a które polega na tem, że powierzchnia senońska obniża się w dolinach, a podnosi się na działach wód, równocześnie zaś wzrasta grubość warstw litotamniowych[2].

Różnica między górnym a dolnym biegiem, którą poznaliśmy na

ciation franç. pour l'avancement des sciences, Compte rendu de 9. sess., Reims 1880, str. 534 i nast. Belgrand, Les eaux nouvelles, str. 148 i nast. — Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle, t. 1, str. 145 i następne, 193 i następne.

[1] Por. mapkę Teisseyrego: Beitr. zur Palaeont. u. Geol. Oest.-Ung., t. 15, tabl. 13.

[2] Atl. geol. Gal., VIII, str. 179 i nast., 287—90.

przykładzie Seretu, nie ogranicza się do podolskich dopływów Dniestru, płynących w górnym biegu przez Opole, a w dolnym przez horst paleozoiczny, ale jest na Podolu powszechną. Występuje ona także i u tych mniejszych rzek, a właściwie dłuższych potoków, które bezpośrednio (Dżuryn) lub pośrednio (Dupa) uchodzą do Dniestru, a których cały bieg znachodzi się w obrębie paleozoicznego horstu. W górnym biegu, dopóki erozya nie dosięgła utworów paleozoicznych, posiadają doliny o dnie szerokiem i zabagnionem wskutek powolnego odpływu wody. Z chwilą zaś, gdy zaczynają się wcinać w utwory paleozoiczne, odpływ wody staje się szybszym, stoki jaru stają się bardziej stromymi, a dno węższem i suchem.

Tak samo wreszcie i Dniestr nie robi wyjątku. Powyżej Niżniowa, gdzie stoki jego jaru są zbudowane z utworów mezozoicznych i mioceńskich, dno jaru jest bardzo szerokiem, wypełnionem alluwiami, wśród których znachodzą się liczne zakręty, bądź odcięte, bądź jeszcze połączone z głównym biegiem Dniestru. Zaraz poniżej Niżniowa odsłania się rąbek utworów dewońskich i Dniestr wkracza w paleozoiczny horst. Równocześnie dno jaru staje się wąskiem, alluwia znikają i ten charakter jaru Dniestru trwa bez przerwy w całym jego biegu przez horst paleozoiczny.

W podanem poprzednio zestawieniu rzek wschodnio-karpackich i podolskich widać, że najmniejszy spadek Łomnicy lub Czarnej Bystrzycy jest jeszcze znacznie większym od spadku Seretu z wyjątkiem pierwszej, najwyższej części jego biegu. Toteż ogromna różnica zachodzi w wielkości materyału skalnego, unoszonego i osadzanego przez rzeki karpackie z jednej, a podolskie dopływy Dniestru z drugiej strony. Pierwsze toczą po dnie koryta żwir, nieraz składający się z bardzo dużych brył i w czasie powodzi osadzają na płaskim brzegu rozległe żwirowiska. Seret natomiast przenosi i osadza przedewszystkiem namuł, a zatem najdrobniejszy produkt zwietrzenia skał. Tu i owdzie pojawiają się wprawdzie w jego łożysku żwiry, ale tylko w tych miejscach, gdzie uchodzą krótkie a bardzo strome jary boczne, któremi trwale lub tylko po deszczu spływają dzikie potoki (torrents).

Od wielkości unoszonego materyału skalnego zależy przejrzystość wody w rzece. Większe okruchy skał rzeka toczy po dnie, nie tracąc nic z czystości swej wody. Zaś najdrobniejsze cząstki zwietrzałych skał pozostają zawieszone w wodzie bieżącej i mącą jej wodę.

Podczas gdy rzeka karpacka tylko przy wyższym stanie staje się mętną, woda Strypy lub Seretu nawet w czasie dłuższej posuchy nie jest przejrzystą [1].

Rzeki karpackie i podolskie dopływy Dniestru różnią się nietylko co do materyału mechanicznego, ale także co do połączeń, rozpuszczonych w ich wodzie. Rzeki Wschodnich Karpat odwadniają obszar, ubogi w utwory wapienne, a zbudowany głównie ze skał klastycznych, które zawierają znaczną ilość połączeń żelaza. Toteż wody karpackie zawierają mało dwuwęglanu wapniowego, a dużo związków żelazowych, jak to widać po barwie wody rzecznej w odciętych kałużach lub leniwie płynących ramionach. W osadach rzek, w żwirach, piaskach i glinach, nigdy nie brak wybitnego rdzawego zabarwienia. Inaczej ma się rzecz na Podolu. Wprawdzie i tu w alluwialnych utworach rzecznych nieraz pojawia się rdzawe zabarwienie [2], ale ilość połączeń żelaza jest stosunkowo niewielką wobec wybitnie wapiennego charakteru wód podolskich. Woda atmosferyczna, która spada na powierzchnię Podola, dostaje się przez przepuszczalną pokrywę löss'ową do utworów trzeciorzędnych i kredowych, po największej części wapiennych i wsiąka w nie do rozmaitej głębokości, zależnie od miejscowych warunków, nieraz aż do nieprzepuszczalnej podstawy iłów i łupków paleozoicznych. Przebywszy dłuższą lub krótszą drogę wśród utworów wapiennych, woda występuje wreszcie na powierzchnię jako źródło z wielką zawartością dwuwęglanu wapniowego. Stąd pochodzi silnie wapienny [3] charakter źródeł podolskich. Niemal na każdym kroku spotykamy nagromadzenia martwicy wapiennej, w Horodence trawertyn wypełnia pionowe szczeliny wśród gruboławicowych, wapiennych piaskowców cenomańskiego wieku, w alluwiach Strypy i Seretu znachodzą się czasem całe pokłady skorup mięczaków, inkrustowanych grubą powłoką wapienną.

Porównywając rzeki wschodnio-karpackie z podolskiemi i ich dzia-

---

[1] Według spostrzeżeń, jakie w ciągu roku 1902 zebrano w Kornalowicach i w Zaleszczykach (Jahrb. k. k. hydrograph. Zentralbureaus, X. Jg., 13. Heft, str. 107), ilość dni z wodą mętną w Dniestrze wynosiła

w Karpatach	89	czyli	24%	roku
na Podolu	165	»	45%	»

[2] Bez porównania więcej związków żelaza zawierają starsze utwory dyluwialne, a mianowicie żwiry i towarzyszące im gliny.

[3] Lokalnie, w sąsiedztwie większych pokładów gipsu, zamiast dwuwęglanu może przeważać siarczan wapniowy.

łalność, pomijaliśmy Dniestr, główną rzekę obu obszarów. Wprawdzie w górnym biegu Dniestr jest rzeką czysto karpacką, ale opuściwszy Karpaty i wkroczywszy w płytę podolską, zajmuje stanowisko pośrednie między karpackim a podolskim typem rzek. Nie zatraca wszystkich cech rzeki karpackiej, a równocześnie nabywa niektórych właściwości rzek podolskich. Przebieg spadku koryta i krajobraz jaru nadają Dniestrowi charakteru rzeki podolskiej, zaś względna przejrzystość wody w porównaniu z podolskimi dopływami oraz łożysko wyłącznie żwirowe i to zasłane żwirem największego kalibru odróżniają go od podolskich dopływów.

Dniestr.

różnica bezwzględnej wysokości	długość rzeki	spadek ‰
700—600	2·7	37·037
600—500	12·4	8·065
500—400	21·8	4·587
400—300	30·8	3·247
300—200	253·5	0·394
200—120	194·3	0·412

Odrębność charakteru dolin rzek Podola a Wschodnich Karpat jest wynikiem ogromnych różnic w rozwoju, a stąd i w dzisiejszej budowie obu tych obszarów. Przy rozpatrywaniu erozyi i denudacyi z jednej strony w Karpatach, a z drugiej na Podolu, należy nie spuszczać z oka dwóch najważniejszych momentów, a mianowicie:

1) Karpaty w ciągu najnowszych okresów geologicznych uległy bardzo energicznemu działaniu sił górotwórczych, wskutek czego warstwy zostały pogięte, nieraz pionowo ustawione a nawet poprzesuwane. Tymczasem w obrębie płyty podolskiej ruchy górotwórcze były bez porównania słabszymi. Z wyjątkiem pasów granicznych, gdzie brzeg paleozoicznego horstu stosunkowo szybko obniża się ku otaczającym zapadnięciom, zresztą nachylenie warstw jest tak małem, że dla naszych zagadnień nie wchodzi w rachubę i może być pominiętem. Zastanawiając się nad erozyjnem działaniem rzek podolskich, można bardzo często wychodzić z założenia, że układ warstw jest poziomym.

Ułożenie warstw wywiera ogromny wpływ na erozyjną pracę

wody bieżącej [1]. Jary (canyon'y) są typem dolin, właściwym tym krainom, gdzie warstwy zachowały mniej więcej poziome ułożenie. Bez wątpienia jednym z ważnych czynników, które składają się na jedyny w swoim rodzaju krajobraz canyon'u rzeki Colorado, jest bardzo suchy klimat [2]. Nie należy jednak przeceniać wpływu suchego klimatu i uważać go za pierwszy warunek powstawania canyon'ów, jak to Löwl uczynił [3]. Morfologiczna analogia canyon'ów i podolskich jarów najlepiej świadczy, że główną rolę przy ich wytworzeniu się odegrała budowa geologiczna i że ta forma dolin jest właściwością krain o poziomem ułożeniu warstw. Brak natomiast wyżynie podolskiej innych czynników, które zdaniem Dutton'a [4] nie pozostały bez wpływu na ukształtowanie canyon'u rzeki Colorado. Małe wzniesienie wyżyny podolskiej sprawia, że jary są zaledwie miniaturą amerykańskich canyon'ów. Dzięki zaś wilgotnemu klimatowi roślinność szybko porasta i utrwala luźny materyał skalny, wskutek czego spadzistość stoków nie jest tak gwałtowną i trwałą, jak w suchym klimacie Colorado.

Z reguły warstwy pofałdowane łatwiej i prędzej ulegają erozyi aniżeli poziomo ułożone. Spoje między warstwami są bardzo dogodnymi punktami zaczepienia dla siły erozyjnej [5]. Im silniej jakiś kompleks warstw został pofałdowany, im bardziej jest nachylony, tem większą jest ilość spojów, które przecinają powierzchnię ziemi. Natomiast w obszarach, gdzie warstwy zachowały ułożenie, niewiele różniące się od poziomego, jedynie na bardzo stromych stokach okazują się spoje blisko siebie i w znaczniejszej ilości.

Na tem nie kończy się wpływ sił górotwórczych. Wskutek niezmiernie długiego i silnego ciśnienia bocznego, skały nabywają łupliwości (cleavage) w pewnym, od pierwotnego uławicenia zupełnie niezależnym kierunku. To drugorzędne uwarstwowanie odgrywa wobec działania erozyi taką samą rolę co i pierwotne. A że płaszczyzny drugorzędnego uwarstwowania zazwyczaj są stromo nanachylone, gdyż musiały układać się mniej więcej poziomo do siły górotwórczej, działającej w kierunku poziomym — więc też gęstą siecią przecinają doliny.

[1] Richthofen, Führer für Forschungsreisende, str. 161 i nast.

[2] Dutton, Tertiary History, str. 222, 227 i 245.

[3] Ueber Thalbildung, str. 122.

[4] Tertiary History, str. 245.

[5] Rütimeyer, Thal- und See-Bildung, str. 62.

Drugorzędne uwarstwowanie nie ogranicza się wyłącznie do silnie pofałdowanych skał, ale pojawia się nawet w poziomo ułożonych utworach jako echo zaburzeń tektonicznych w sąsiednich partyach skorupy ziemskiej. Mogło się zdarzyć, że procesy tektoniczne stosunkowo bardzo mało wychyliły warstwy z poziomego ułożenia, a przecież zupełnie wystarczyły, aby pozostawić w skałach drugorzędne uwarstwowanie. Właśnie tego przykładem jest płyta podolska, gdzie często występuje bardzo wyraźna łupliwość, jak np. w ławicach czerwonego piaskowca dewońskiego.

W Karpatach rzeki płyną poprzecznemi dolinami przez obszar silnie pofałdowany. Wskutek tego w kierunku poziomym szybko zmienia się petrograficzny charakter skał, a więc i ich odporność przeciw erozyi. Do ułatwienia erozyi w wysokim stopniu przyczyniają się petrograficzne właściwości utworów fliszowych. Z wyjątkiem gruboławicowego piaskowca jamneńskiego utwory fliszowe są zbudowane z cienkich warstw, nie mówiąc już o liściasto dzielących się łupkach menilitowych, których kompleksy okazują setki metrów miąższości. Im cieńszemi są warstwy, tem łatwiej pofałdowana skała pada ofiarą erozyi [1]. Jeszcze bardziej ułatwia postęp erozyi druga właściwość fliszu, a mianowicie szybka zmienność petrograficznego charakteru skał w obrębie jednego i tego samego poziomu stratygraficznego. Często prawie z każdą warstwą zmienia się charakter skały, jak np. w potężnych kompleksach piaskowców, cienko uwarstwowanych a poprzegradzanych łupkami marglowymi. Gdy naprzemian następują po sobie nachylone warstwy o rozmaitej wytrzymałości, oczywiście erozya daleko prędzej usuwa skały mniej zwięzłe. Wskutek tego wkładki skał twardych zostają obnażone i wnet łamią się i kruszą pod wpływem własnego ciężaru [2] i bystrego prądu wody bieżącej.

Ponieważ rzeki karpackie płyną po największej części dolinami poprzecznemi, przeto stoki dolin nie są na większych przestrzeniach zbudowane z jednego i tego samego utworu. Idąc za biegiem rzeki, natrafiamy na względnie szybką zmienność kompleksów fliszowych, która powoduje zwężenia i rozszerzenia dolin, naprzemian po sobie

[1] Podniósł to już K. Benoni w zastosowaniu do doliny górnego Dniestru (Ueber die Dniestrquellen und die Thalbildungen im ob. Dniestr- u. Strwiążgebiete. Mittheil. k. k. geograph. Ges. in Wien, t. 22, str. 228 i 229).

[2] Rütimeyer, loc. cit.

następujące. Najbardziej wybitnemi są zwężenia dolin we Wschodnich Karpatach, gdzie każda z większych rzek przecina poprzecznie po kilka szerokich pasów piaskowca jamneńskiego, który dzięki swej odporności odgrywa dominującą rolę w morfologii dolin i grzbietów górskich. Rozszerzenia dolin przypadają na najmniej odporne kompleksy fliszowe i najczęściej są przywiązane do łupków menilitowych. Rozszerzenia te nieraz bywają tak nagłe i posiadają kształt tak rozległych kotlin, że całkiem błędnie uważano je za dawne jeziora [1]. Tymczasem zgodnie z wywodami Richthofena [2] powstanie kotlinowatych rozszerzeń dolin karpackich i wyścielających je dawnych żwirowisk należy przypisać ścisłej zależności erozyi od bardzo zmiennej odporności rozmaitych poziomów fliszu karpackiego. Co do kotlinowatych rozszerzeń wśród najmniej zwięzłych utworów mioceńskich, to niektóre z nich są predysponowane z czasów przedmioceńskich i istniały już jako zagłębienia albo w czasie I. piętra śródziemnomorskiego, zajęte przez bezodpływowe jeziora i wypełniające się formacyą solną, albo też podczas II. piętra śródziemnomorskiego, gdy były zatokami, na których dnie nagromadzały się osady przybrzeżne. Gdy później dzisiejsza sieć rzeczna zaczęła się wyrabiać i ustalać, erozya usuwała mało zwięzłe utwory mioceńskie, wypełniające dawniejsze kotliny, daleko prędzej, aniżeli ich odporniejsze otoczenie i w ten sposób powstały rozszerzenia dolin w miejscu mioceńskich zagłębień bez odpływu lub zatok morskich. Doskonałym przykładem jest kotlina sądecka, wyścielona grubą warstwą osadów rzecznych [3], z pod których w kilku miejscach sterczą skąpe resztki utworów II. piętra śródziemnomorskiego [4], w czasie którego kotlina sądecka była zatoką morską.

Całkiem inaczej przedstawiają się warunki erozyi w obrębie Po-

[1] Błąd ten popełnił Benoni (O górnym obszarze Dniestru i Strwiąża. 7. Sprawozdanie Szkoły realnej we Lwowie za r. 1880), ale zarazem uznał ścisły związek rozszerzeń dolin z mniejszą odpornością skał (Ueber die Dniestrquellen.... str. 237). W ostatnich czasach Szajnocha próbował z kotliny sądeckiej zrobić »starodyluwialne jezioro« (Atl. geol. Gal., XI, str. 114. Por. krytykę Zubera w »Kosmosie«, t. 30, str. 214).

[2] Führer für Forschungsreisende, str. 168 i fig. 42.

[3] Por. przekrój i mapkę kotliny sądeckiej przez K. Miczyńskiego w Sprawozd. Kom. Fizyograf., t. 29, tabl. I.

[4] Uhlig, Ergebnisse geol. Aufnahmen in den W-galiz. Karpathen, I. Theil. Jahrb. geol. Reichsanst., t. 38, str. 182—4 i 249—50.

dola. Z wyjątkiem brzegów paleozoicznego horstu wszędzie zresztą mamy do czynienia z bardzo nieznacznie nachylonemi, prawie poziomo ułożonemi warstwami. Aby najogólniej scharakteryzować wpływ geologicznej budowy Podola na przebieg erozyi, wystarczy przytoczyć słowa, których Dutton użył o wyżynie Colorado: »heterogeneity in vertical range and homogeneity in horizontal range« [1].

Jednakowoż tego określenia nie można bez zastrzeżeń stosować do Podola. Należy bowiem pamiętać, że w seryi skał osadowych wyżyny podolskiej znachodzą się ogromne przerwy, że rozwój Podola składa się z kilku transgressyj, poprzegradzanych długiemi fazami kontynentalnemi. Od górnej granicy utworów paleozoicznych [2] aż do neogenu, przebieg płaszczyzn granicznych między systemami geologicznymi jest wynikiem komplikacyi abrazyi i zaburzeń tektonicznych.

Nie wszędzie przekrój wyżyny podolskiej okazuje następstwo takich samych utworów. Nie dość, że budowa geologiczna Podola właściwego ogromnie się różni od Opola, ale jeszcze w obrębie samego paleozoicznego horstu brak jednolitości w rozmieszczeniu utworów osadowych. Tak np. piętro »białej kredy z krzemieniami« pojawia się tylko w zachodniej części horstu. Z systemu jurajskiego zaledwie jeden płat ocalał przed zagładą podczas abrazyi cenomańskiej. Podczas gdy w niektórych częściach horstu zachowało się piętro cenomańskie, w innych zostało zniszczone przez abrazyę morza mioceńskiego, którego osady spoczywają bezpośrednio na utworach paleozoicznych.

Założenie, że wskutek poziomego ułożenia warstw rzeka przez dłuższy czas płynie w jednym i tym samym poziomie geologicznym, wymaga wreszcie jeszcze jednego małego ograniczenia w tych okolicach Podola, gdzie płaszczyzny transgressyjne, wzdłuż których stykają się petrograficznie odmienne utwory, okazują nierówności. Mogłyby tu wchodzić w grę tylko wyspowate wypukłości powierzchni dewonu, które w SW części obszaru dewońskiego dochodzą więk-

---

[1] Loc. cit., str. 245.

[2] Zbieram sylur i dewon w jedną całość, ponieważ oba te systemy łączą się ze sobą stopniowem przejściem bez ścisłej granicy, a przedewszystkiem ponieważ utwory sylurskie i dewońskie nie okazują żadnej widocznej różnicy w swem zachowaniu się wobec erozyi. Innego zdania jest A. M. Łomnicki (Atl. geol. Gal., IX, str. 45).

szych rozmiarów [1]. Zaś wypukłości powierzchni senonu i miocenu — jak to Teysseyre wykazał — przypadają właśnie na działy wód, a nie na doliny, w których rzeki rozwijają czynność erozyjną.

Nierówny przebieg granic między utworami Podola, różniącymi się nietylko wiekiem, ale i petrograficznym charakterem, zazwyczaj wchodzi w grę dopiero przy rozpatrywaniu ukształtowania jarów na dłuższej przestrzeni. Na mniejszej natomiast przestrzeni nie widać zmiany budowy geologicznej w kierunku poziomym, ale za to należałoby oczekiwać, że zmienność petrograficznego charakteru skał w kierunku pionowym będzie w niemałym stopniu wpływać na ukształtowanie stoków jarów. Tymczasem po największej części wpływ ten nie występuje wybitnie w krajobrazie jarów, brak bowiem na Podolu utworu, któryby na większym obszarze znacznie się wyróżniał odpornością od swego otoczenia. Warstwy bardzo zwięzłych sylurskich wapieni i równie twarde ławice czerwonego piaskowca dewońskiego opierają się dłużej wpływom atmosferycznym, aniżeli otaczające iły, dzięki czemu tworzą gzymsy na stromych, obnażonych »ściankach« i nadają im profil schodkowaty. Jest to jednak tylko podrzędny szczegół, który nie odgrywa większej roli w całości krajobrazu jarów. Ławice wapieni litotamniowych pomimo swej grubości i zwięzłości nie wyróżniają się od otoczenia, gdyż wskutek rozpuszczania węglanu wapniowego przez wodę podziemną ich rozluźnianie rozpoczyna się prędzej, zanim zostaną odsłonięte na bezpośredni wpływ czynników atmosferycznych. Zewnętrzne partye wapieni litotamniowych — podobnie jak szczelinowatych utworów mezozoicznych — są zawsze rozluźnione na okruchy i tylko w kamieniołomach można widzieć gruby kompleks zwięzłych ławic litotamniowych. Jedynym wyjątkiem jest piętro cenomańskie w tej okolicy, gdzie składa się nie z mało zwięzłych utworów, jak zresztą na Podolu, ale z grubych pokładów nadzwyczaj twardego i odpornego piaskowca. Wskutek spłókiwania ilastych utworów sylurskich przez wodę atmosferyczną piaskowiec cenomański zostaje pozbawiony podstawy i obrywa się w niezliczone bryły olbrzymich rozmiarów, które zesuwają się zwolna po iłach sylurskich, tworzących stromy stok jaru. Wędrówka trwa bardzo długo i przez ten czas bryły wietrzeją w najdziwaczniejsze kształty, które tu i owdzie pozwalają rozpoznać

[1] Teisseyre, Der palaeoz. Horst v. Podolien. Beiträge z. Paläont. u. Geol. Oest.-Ung., Bd. 15, str. 107.

charakterystyczne ślady deflacyi. Zjawisko to występuje w całej okazałości na NE od Zaleszczyk i stworzyło dziki, zupełnie odrębny krajobraz jaru Dupy poniżej Bedrykowiec i Seretu między Lesiecznikami a Kasperowcami. Wysoko na lewym brzegu Dniestru poniżej i powyżej Gródka również widać smugę cenomańskiego piaskowca, którego odłamy zalegają stromy stok jaru. W znacznie mniejszych rozmiarach spotykamy ten sam objaw w jarze potoka Lemica między Strzylcem a Horodnicą [1].

2) W Karpatach praca rzek postępuje równolegle z wietrzeniem skał pod wpływem czynników atmosferycznych. W miarę jak skały tracą swą zwięzłość i rozsypują się w luźny materyał, ich okruchy zostają spłókane i uniesione przez wodę bieżącą, a wskutek tego ciągle nowa i świeża powierzchnia skał odsłania się na działanie czynników niszczących, chyba że roślinność utrwala ochronną powłokę zwietrzałego materyału i opóźnia postęp wietrzenia w głąb skały.

Całkiem odmiennie ma się rzecz na wyżynie podolskiej. Ta bowiem w epoce, która bezpośrednio poprzedziła obecną, została pokryta grubym pokładem löss'u, importowanym przez wiatry daleko z poza granic wyżyny. Toteż działalność transportowa rzek nie ogranicza się do luźnego materyału, dostarczanego przez stopniowy postęp wietrzenia skał, ale wszędzie na wierzchu wyżyny podolskiej woda bieżąca znachodzi gotowe już nagromadzenia bardzo drobnego i luźnego materyału, jaki wchodzi w skład löss'u — i może go unosić w dowolnej ilości. Pokrywa löss'owa jest płaszczem, który chroni głębsze utwory płyty podolskiej od wpływu procesów niszczących. Jedynie głębsze wcięcia w powierzchni Podola, gdzie woda bieżąca już usunęła pokrywę löss'ową i obnażyła jej skalny podkład, są widownią wietrzenia skał, a ich okruchy woda bieżąca porywa i miesza z najdrobniejszym materyałem, w który zaopatrzyła się w obrębie löss'u, t. j. w najwyższej, początkowej części swego biegu.

We wnętrzu Karpat brak löss'u. Nie ulega wątpliwości, że w czasie epoki neodyluwialnej wiatry, których kierunek niewiele odbiegał

[1] Łoziński, Wyniki badań hydrogeol. w pow. horodeńskim. Kosmos, t. 30, str. 346.

od N—S [1], a które osadziły ogromne masy löss'u zarówno po zewnętrznej, jak i wewnętrznej stronie łańcucha karpackiego — musiały przekraczać grzbiet Karpat ze znacznym jeszcze ładunkiem pyłu. Ale już samo wznoszenie się prądu powietrza do coraz znaczniejszej w głąb Karpat wysokości potęgowało siłę wiatru i nie dopuszczało do osadzania się większej ilości pyłu. Przytem pomimo stepowego klimatu wysokie łańcuchy Karpat musiały przecież posiadać więcej wilgoci od otaczających równin. Przy znacznem nachyleniu stoków górskich niewielka nawet ilość opadu wystarczała, aby drobny pył, opadający na powierzchnię ziemi, został porwany przez wodę bieżącą i wyniesiony z wnętrza Karpat. Dopiero na łagodniejszych stokach zewnętrznych, niskich pasm karpackich, a zwłaszcza w rozszerzonych ujściach dolin, gdzie kończy się górski bieg rzek — nawiany pył nagromadzał się w takiej ilości, że niszcząca działalność wód bieżących do dziś dnia nie zdołała usunąć zwałów löss'u.

II.

Rzut oka na historyę sieci rzecznej w obu obszarach.

Poznaliśmy w poprzednim rozdziale, jak odmienną jest działalność rzek we Wschodnich Karpatach a na Podolu. Z kolei wypada podnieść bardzo ważny rys wspólny obu obszarom, a mianowicie *młodość*, jak ją pojmuje W. M. Davis w swym podziale cyklu geograficznego na stadya.

Na denudacyę pasma górskiego, które znachodzi się w podobnych warunkach, co Wschodnie Karpaty, a więc leży w klimacie wilgotnym, umiarkowanym, a nawet w najwyższych swych częściach nie sterczy ponad linię wiecznego śniegu — składają się trzy procesy: wietrzenie skał, usuwanie zwietrzałych okruchów przez wodę bieżącą i jej działanie żłobiące (erozya). Zarówno wietrzenie skał jak erozya nie postępują w każdem miejscu z jednakową szybkością. W górach, które — jak Wschodnie Karpaty — są zbudowane

[1] Tutkowskij, K woprosu o sposobie obrazowanija lessa. Zemlewiedienie, 1899, I—II, str. 287.

z kompleksów utworów o rozmaitym charakterze petrograficznym i o odmiennej odporności wobec czynników atmosferycznych, skały twarde i zwięzłe znacznie dłużej opierają się niszczącym wpływom i sterczą ponad partyami, gdzie mniej odporne skały prędzej uległy zniszczeniu. Z czasem jednak, gdy denudacya znacznie już postąpiła, stosunek się odwraca. Podczas gdy partye wyższe ulegają silnemu działaniu czynników atmosferycznych, w niżej położonych wskutek mniejszego spadku wody bieżącej erozya jest mniej energiczną, a usuwanie zwietrzałego materyału skalnego odbywa się powolniej, lub nawet ustępuje miejsca przemijającej akkumulacyi. Toteż im dalej posuniętą jest denudacya, tem bardziej łagodzi się morfologiczne przeciwieństwo kompleksów skał, mniej lub więcej wytrzymałych na działanie czynników atmosferycznych i wreszcie zupełnie zaciera się wpływ petrograficznego charakteru utworów na rzeźbę [1]. Można zatem uważać za jedno ze znamion młodości, jeżeli stopień wytrzymałości rozmaitych skał wyraźnie występuje w krajobrazie. A właśnie tak jest we Wschodnich Karpatach. Najlepszym przykładem są potężne kompleksy jamneńskiego piaskowca, który wybitnie się zaznacza odmiennem ukształtowaniem grzbietów, powoduje nagłe zwężanie się dolin poprzecznych, zanikanie w nich teras żwirowych, znaczny wzrost spadku rzek i częste pojawianie się wodospadów (np. »Pereboj« Prutu w Jaremczu).

Jako dalsze znamiona młodości wymienić wypada znaczny, a niejednostajny spadek rzek, strome stoki dolin i wreszcie wysokie grzbiety, tworzące działy wód.

Młodość Podola najlepiej przebija się w zgodności wypiętrzeń tektonicznych z wzniesieniami orograficznemi. Jak to Teisseyre wykazał, erozya jeszcze nie zdołała zatrzeć pierwotnej rzeźby i zaburzenia tektoniczne dadzą się odczytać z ukształtowania powierzchni [2]. Północna krawędź Podola (grzbiet gołogórsko-krzemieniecki), jakkolwiek powstała wskutek procesów tektonicznych [3] jeszcze z końcem

[1] Widać to najlepiej na płaszczyznach transgressyjnych, które ścinają warstwy pofałdowane, a które są ostatecznym wynikiem zniszczenia łańcuchów górskich przez czynniki atmosferyczne. Przebieg tych płaszczyzn jest zazwyczaj niezależny od zmian w petrograficznym charakterze utworów.

[2] Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyjskiej. Sprawozd. Kom. Fizyograf., t. 29, str. 168 i nast.

[3] Teisseyre, Grzbiet gołogórsko-krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne. Kosmos, t. 18.

epoki mioceńskiej i od tego czasu ulegała ciągłemu zniszczeniu, zwłaszcza pod naporem lodów dyluwialnych [1] — pomimo tego dotąd w zupełności zachowała swoje wybitne orograficzne znaczenie jako nagłe, strome przejście od wyżyny podolskiej do znacznie niżej położonego zapadnięcia. Na widok Miodoborów odnosi się wrażenie, że dopiero niedawno wynurzyły się z ustępującego morza, skoro ich ukształtowanie tak wiernie oddaje wszystkie morfologiczne właściwości raf.

Patrząc na leniwy i kręty bieg np. dolnego Seretu, możnaby na pierwszy rzut oka powątpiewać o młodości podolskiego krajobrazu. Ale wąskie a głębokie jary o bardzo stromych stokach są dostatecznym dowodem młodości wyżyny podolskiej.

Jeżeli się mówi o młodości Wschodnich Karpat lub Podola, to nie należy tego tak rozumieć, jak gdyby te obszary dopiero bardzo niedawno zostały opuszczone przez morze i jako ląd wystawione na niszczące działanie wpływów atmosferycznych. Wyżyna podolska z ustąpieniem wód sarmackich, a Karpaty przeważnie już z początkiem epoki mioceńskiej stały się trwale lądem. W obu obszarach z końcem okresu trzeciorzędnego ustają procesy tektoniczne, a o ich wygaśnięciu najlepiej świadczy fakt, że objawy sejsmiczne są bardzo rzadkimi i słabymi.

Ażeby jednak czynniki atmosferyczne i praca wody bieżącej mogły jakiś obszar zniwelować i zamienić w płaszczyznę, dolny poziom denudacyi musi przez długi okres czasu utrzymywać się w niezmiennem położeniu. W takich właśnie warunkach znachodziły się np. południowe Appalachy raz w okresie kredowym, a następnie w czasie okresu trzeciorzędnego. Dzięki temu udało się zrekonstruować dwie płaszczyzny denudacyi (peneplain), które odpowiadają tym dwu okresom zastoju sił górotwórczych i stałości linii wybrzeżnej morza, przegrodzonym intenzywnymi ruchami skorupy ziemskiej. Późniejsze zaburzenia tektoniczne wydźwignęły i zdeformowały obie płaszczyzny, tak iż obecnie znachodzą się w bardzo rozmaitej wysokości; im wyżej zostały wzniesione, tem więcej uległy zniszczeniu przez erozyę, która wskutek wypiętrzenia tego obszaru na nowo odżyła [2].

Zarówno Podole jak i Wschodnie Karpaty, chociaż już w epoce

[1] Atl. geol. Gal., VII, str. 73.

[2] Hayes and Campbell, Geomorphology of the Southern Appalachians. The Nation. Geograph. Magaz., VI, 1894.

mioceńskiej stały się lądem i odtąd były nim bez przerwy aż po dziś dzień, to przecież przez ten czas przebyły cały szereg zmian warunków erozyi i denudacyi. A skoro i dolny poziom denudacyi ulegał częstym a znacznym przesunięciom, to brakło zarazem przez cały ten czas koniecznego warunku, ażeby denudacya w połączeniu z erozyą mogły wytworzyć jakąś płaszczyznę (peneplain), która dałaby się — przynajmniej w szczątkach — odszukać i zrekonstruować w dzisiejszym krajobrazie. Stąd to pochodzi młody wygląd obu rozpatrywanych krain.

Rozwój sieci rzecznej w najnowszym okresie pozostawał, a w znacznej części i dziś jeszcze pozostaje pod wpływem ogromnej zmiany warunków, jaką sprowadziła epoka dyluwialna. Dla naszych problemów jest rzeczą obojętną, ile było epok lodowych i międzylodowych w N Europie, gdyż tylko raz jeden, a mianowicie w czasie swego największego rozprzestrzenienia, lody śródlądowe, posuwające się z dalekiej północy, objęły N część kraju, opierając się o zewnętrzny brzeg Zachodnich Karpat i o N krawędź wyżyny podolskiej. Można zatem u nas dzielić epokę dyluwialną tylko na dwie części, a mianowicie starszą (paleodyluwialną) i młodszą (neodyluwialną). Epoka paleodyluwialna odznaczała się bardzo wilgotnym klimatem. W okolicach, które nie były pokryte lodami, jak np. na Podolu, znaczny wzrost opadów atmosferycznych w czasie epoki paleodyluwialnej spotęgował działalność wód bieżących i przyspieszył proces tworzenia się dolin. Patrząc na głębokie a rozwarte jary małych rzek Podola, np. Dżuryna lub Dupy, trudno przypuścić, żeby do ich wyżłobienia wystarczyła tak skąpa ilość wody, jaka obecnie tymi jarami odpływa i musi się odnosić ich powstanie do epoki paleodyluwialnej, kiedy dzięki znacznie wilgotniejszemu klimatowi odpływ wód był bez porównania obfitszym i energiczniejszym. Z biegiem czasu wilgotny klimat stopniowo przeszedł w stepowy epoki neodyluwialnej, podczas której nagromadzały się masy nawianego pyłu [1]. Gdziekolwiek u nas zachowała się kompletna serya utworów dyluwialnych, zawsze ich głębsza część składa się z materyału pochodzenia glacyalnego, fluwioglacyalnego lub czysto rzecznego, a na tem po stopniowych przejściach następuje löss, który w wielu wypadkach nagromadzał się przy współudziale wody i po części utracił typowe własności osadu eolicznego.

[1] Por. Kosmos, t. 27, str. 267—8.

Oba zbiorniki, do których odpływają wody Karpat i Podola, a mianowicie Morze Bałtyckie i Czarne, ulegały w najnowszej przeszłości geologicznej bardzo częstym i znacznym zmianom poziomu. Bałtyk, którego kotlina powstała dopiero w ostatnich fazach epoki lodowej, w swym dalszym rozwoju okazuje kilka znaczniejszych przesunięć linii wybrzeżnej [1]. Jeszcze mniej stałym był poziom Morza Czarnego, które od epoki sarmackiej aż po dziś dzień przebyło cały szereg zmian swych granic [2]. Częste przesunięcia poziomu wywarły ogromny wpływ na dolny bieg rzek. Ale wpływ ten malał w miarę oddalania się od ujścia w górę rzeki i wreszcie w pewnej odległości ustawał zupełnie. Wobec wielkiej odległości Podola i Wschodnich Karpat od ujścia Dniestru, przesunięcia poziomu Morza Czarnego pozostały bez widocznego wpływu na rozwój ich sieci rzecznej i mogą być pominięte w naszych rozpatrywaniach.

A. Historya sieci rzecznej Podola.

Ustąpienie morza, które po raz ostatni pokrywało płytę podolską, nie nastąpiło równocześnie na całym jej obszarze. Podczas gdy w znacznej części Podola II. piętro śródziemnomorskie jest najmłodszym utworem morskim, w NE i E części rozległa resztka morza zachowała się jeszcze przez cały czas epoki sarmackiej. Wówczas SW część Podola była już lądem, którego sieć wodna według wszelkiego prawdopodobieństwa nie odpływała ku E do wód sarmackich, ale zrazu była od nich oddzieloną działem wodnym, utworzonym przez grzbiet przemyślańsko-czernelicki [3]. Zlewisko wód sarmackich mogło obejmować zaledwie małą część ówczesnego lądu podolskiego, a mianowicie tylko sam NE stok tego działu wód. Jego przecięcie, a zatem także powstanie poprzecznych dolin [4] i wyrobienie się obecnie panującego, ogólnego odpływu ku E przypisać należy erozyi wstecznej, bez wątpienia najważniejszemu i najnaturalniej-

[1] Por. R. Credner, Die Entstehung der Ostsee. Geograph. Zeitschr., t. I, str. 550 i nast. — Kayser, Lehrb. d. geol. Formationskunde, 2. Aufl., str. 557—9.

[2] Por. Kosmos, t. 26, str. 92—6 i tabl. I. — Lethaea geognostica, III. Theil, 2 Bd., I. Abth., str. 195.

[3] Por. wywody Teisseyrego o przebiegu linii brzeżnej morza sarmackiego (Atl. geol. Gal., VIII, str. 283).

[4] Wykazanie poprzecznego charakteru dolin podolskich jest zasługą Teisseyrego (Ogólne stosunki kształtowe...., str. 170).

szemu z czynników, które mogłyby wchodzić w grę przy tworzeniu się poprzecznych dolin [1]. Musiało to nastąpić jeszcze przed końcem okresu trzeciorzędnego, gdyż hipsometryczne rozmieszczenie żwirów naddniestrzańskich od Niżniowa aż po Zaleszczyki wskazuje, że z początkiem epoki dyluwialnej nie było już wybitnego działu wód w tem miejscu, gdzie Dniestr przecina grzbiet przemyślańsko-czernelicki.

Właściwa historya dzisiejszej sieci rzecznej rozpoczyna się z chwilą, gdy wyżyna podolska nabyła ogólnego nachylenia ku SEE, co według Teisseyrego odbyło się równocześnie z tektonicznem wypiętrzeniem grzbietu gołogórsko-krzemienieckiego i z ostatecznem ustąpieniem wód sarmackich [2]. Wówczas to całe Podole jako ląd stało się przedmiotem trwałego działania czynników atmosferycznych, które trwa bez przerwy od schyłku epoki mioceńskiej aż po dziś dzień. Jednakowoż przez tak długi czas erozya nie postępowała w równomiernem tempie i można wyróżnić trzy okresy, które ogromnie się różnią co do pionowego wymiaru erozyi [3].

[1] Pomimo energicznego wystąpienia Löwla (Ueber Thalbildung, 1884, str. 90 i nast.) w obronie erozyi wstecznej, jej doniosłe znaczenie było przez długi czas niedocenianem i stanowcza reakcya przeciw antecedencyi datuje się dopiero od niedawna, ale jest tem skuteczniejszą, że wyszła właśnie stamtąd, gdzie niegdyś powstała hipoteza antecedencyi dolin. Podczas gdy Powell'owi (1875) rzeka Colorado posłużyła za podstawę do wystąpienia z poglądem o antecedencyi dolin, Davis (Excursion to the Grand Canyon of the Colorado, 1901, str. 158 i 163) na tym samym przykładzie ograniczył znaczenie antecedencyi na korzyść erozyi wstecznej i wykazał, że rzeka Colorado jest po największej części młodszą od głównych dyzlokacyj (consequent). Przedtem jeszcze Hayes i Campbell (1894) uznali doniosłość wstecznej erozyi i chwytania rzek w historyi sieci rzecznej południowych Appalachów (Geomorphology of the Southern Appalachians. Nation. Geogr. Magaz., VI, str. 115 i nast.). Mc Gee (Nat. Geogr. Mag., IX, 1898, str. 352) również za dzieło erozyi wstecznej uważa poprzecinanie równoległych pasm górskich w Papaguerii, krainie na pograniczu Stanów Zjednoczonych (Arizona) i Meksyku (Sonora). — Podnoszono, że dział wód, jeżeli erozya jest równą po jego obu stronach, nie zostanie przecięty, ale ulegnie stopniowemu obniżeniu, a więc będzie się przesuwał tylko w pionowym, a nie w poziomym kierunku (Chamberlin-Salisbury, Geology, T. 1, str. 65). Teoretycznie jest to zupełnie uzasadnionem, ale równość erozyi po obu stronach grzbietu, tworzącego dział wód, jest przypadkiem idealnym, który chyba nigdy w rzeczywistości się nie zdarza.

[2] Por. Atl. geolog. Gal., VIII, str. 284.

[3] Te trzy okresy zaznaczył już Teisseyre, podnosząc zarazem całkiem słusznie, że »faza żłobienia się dolin podolskich ...... zdaje się obejmować przedewszystkiem okres lodowy, który tem samem zaznaczyłby się na Podolu stosunkowo bardzo energicznem działaniem żłobiącem wód płynących« (Atl. geol. Gal.,

1. Okres erozyi trwał od końca epoki sarmackiej, kiedy Podole weszło w ostatnią kontynentalną fazę swego rozwoju, aż po początek epoki dyluwialnej.

2. Okres erozyi przypada na epokę paleodyluwialną.

3. Okres erozyi obejmuje epokę neodyluwialną i obecną, a datuje się od chwili, kiedy na wyżynie podolskiej zaczęła się tworzyć gruba pokrywa löss'u.

W 1. okresie pogłębianie dolin rzek podolskich odbywało się z daleko mniejszą chyżością, aniżeli podczas następnego. Z rozmieszczenia żwirów starodyluwialnych można w przybliżeniu wnioskować, w jakiej wysokości znachodziły się koryta rzek podolskich na pograniczu 1. i 2. okresu [1]. Tak np. łożysko dolnego Seretu trzymało się wówczas mniej więcej izohipsy 300 m, jak o tem świadczą partye żwirów na wysokości 50—80 m powyżej dzisiejszego dna jaru [2]. W takiej samej wysokości znachodzą się starsze żwiry dyluwialne ponad obecnem korytem dolnej Strypy (koło Wiśniowczyka) [3].

Z nastaniem epoki dyluwialnej rozpoczyna się 2. okres erozyi. Wprawdzie lody, nadciągające z północnej Europy, nie przekroczyły granic wyżyny podolskiej i zatrzymały się u jej północnej krawędzi, ale za to zmiana klimatu objęła także Podole i wywarła wielki wpływ na jego hydrografię. Ze znacznym wzrostem ilości opadów atmosferycznych w czasie epoki paleodyluwialnej idzie w parze spotęgowanie działalności wód płynących i przyspieszenie postępu erozyi w kierunku pionowym. Dzięki bardzo wilgotnemu klimatowi epoki paleodyluwialnej 2. okres erozyi odegrał w ukształtowaniu jarów podolskich najważniejszą rolę. U schyłku tego okresu, kiedy wilgotny klimat zmieniał się na stepowy i rozpoczynało się nagromadzanie gliny nawianej (löss), jary rzek podolskich były już mniej więcej wyżłobione do dzisiejszej głębokości [4].

VIII, str. 142). — Podobnie Łomnicki podnosi, że maximum erozyi przypada na epokę paleodyluwialną, a natomiast jej działanie w dobie najnowszej uważa za nieznaczne (Atl. geol. Gal., IX, str. 163—4).

[1] Wiele szczegółów o żwirach dyluwialnych Podola podaje rozprawa: A. M. Łomnicki, Zapiski geol. z wycieczki w r. 1885 w SE części galic. Podola. Sprawozd. Kom. Fizyograf., t. 21.

[2] Atl. geol. Gal., IX, str. 74 i nast.

[3] Ibid., str. 57.

[4] Łomnicki zaznacza, że w czasie tworzenia się löss'u jary podolskie były już wcięte do teraźniejszej głębokości (Atl. geol. Gal., IX, str. 82).

Erozya w epoce paleodyluwialnej nietylko dzielnie pracowała nad pogłębianiem jarów, ale równocześnie przesuwała łożyska rzek w kierunku poziomym. Przy energicznej pracy wody bieżącej już nieznaczne zboczenie rzeki od prostolinijnego biegu wystarczało, aby w tem miejscu prąd wody napierał silniej na jeden brzeg i z czasem stworzył liczne i obszerne zakręty, a zarazem przeciwieństwo brzegów płaskich i stromych po ich wewnętrznej i zewnętrznej stronie. Powstanie tak krętego biegu rzek podolskich jest dziełem 2. okresu erozyi. Ale wskutek stopniowego rozszerzania zakrętów bieg rzek stawał się coraz dłuższym, a w parze z tem zmniejszał się ich spadek i słabła siła prądu. Wynika stąd, że *ceteris paribus* szybkość erozyi w 2. okresie musiała zwolna ale stale maleć od maximum na początku do minimum przy końcu tegoż okresu.

Przebieg tworzenia się doliny każdego większego i trwałego strumienia wody da się rozłożyć na dwie składowe. Erozya w kierunku pionowym stale albo z przerwami pracuje nad pogłębianiem łożyska. Zaś erozya w kierunku poziomym, a mianowicie podmywanie i usuwanie się brzegów, przy równoczesnem spłókiwaniu stoków doliny przez opady atmosferyczne i przemijające lub trwałe potoki, bezustannie zmierza do zmniejszenia pochyłości stoków doliny. Jeżeli przeważa erozya w kierunku pionowym i strumień wody szybko wcina swe koryto, obniżanie się stoków nie może dotrzymać kroku i powstają doliny głębokie a wąskie, ujęte w bardzo strome lub nawet pionowe ściany [1]. Natomiast w razie, gdy woda płynąca w spokojniejszem tempie pogłębia swe koryto, albo nawet od czasu do czasu przebywa fazy zastoju erozyi w kierunku pionowym, obniżanie stoków postępuje równolegle z wcinaniem się łożyska i powstaje dolina, której stoki daleko łagodniej opadają ku rzece [2].

Jako illustracyę powyższej zasady można przytoczyć rozwój ja-

[1] Por. uwagi Richthofena o canyon'ie rzeki Colorado (Führer, str. 163). Także Penck, Uebertiefung der Alpen-Thäler. Verhandl. VII. Internat. Geogr.-Kongr. 1899, 2. Th., str. 232.

[2] Oprócz chyżości postępu erozyi w kierunku pionowym bez wątpienia wchodzą tu w grę jeszcze inne okoliczności, przedewszystkiem odporność skał na wpływy niszczące. Zależność kąta nachylenia stoków doliny od petrograficznego charakteru skał bardzo wyraźnie występuje w Karpatach, gdzie poprzeczne doliny przecinają kompleksy utworów fliszowych o bardzo zmiennej wytrzymałości. O Alpach por. Penck, Uebertiefung...., str. 236. O wpływie zwięzłości skał na szerokość dolin w górnym biegu podolskich dopływów Dniestru wspomina Alth (Atl. geol. Gal., I, str. 17).

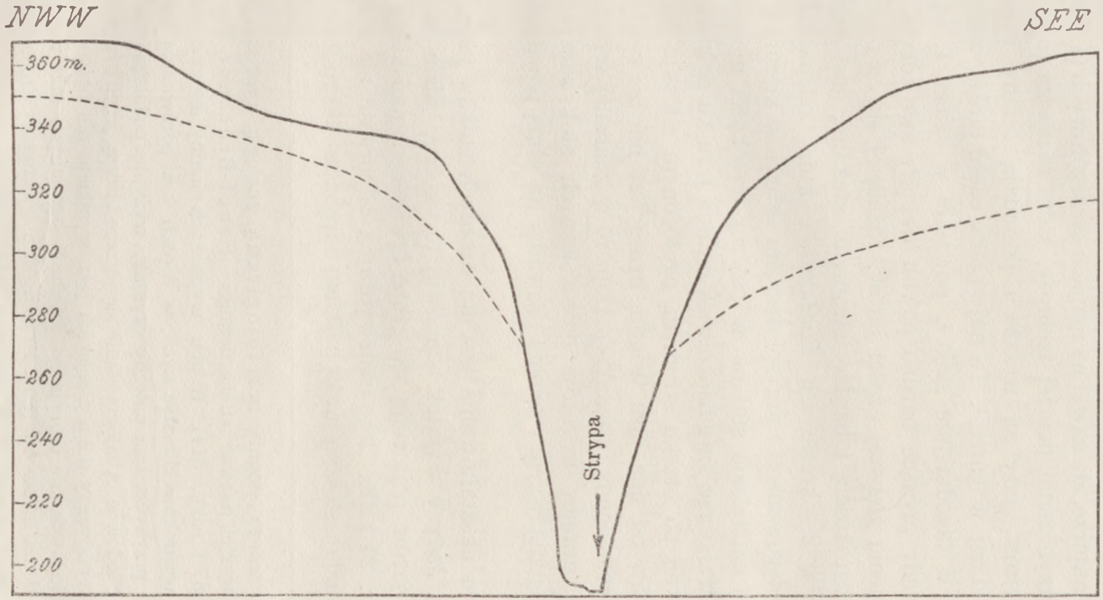


Fig. 3. Przekrój jaru dolnej Strypy między Dulibami a Skomorochami (na podstawie mapy 1:25000). Skala pionowa 1:2500.

----- dolna granica löss'u w przybliżeniu (według Atl. geol. Gal., zesz. 1., ark. Jagielnica-Czernelica).

rów w obrębie paleozoicznego horstu podczas 1. i 2. okresu erozyi. Podczas przejścia z 1. do 2. okresu dno dolin rzek podolskich znachodziło się mniej więcej w poziomie starodyluwialnych żwirów. Otóż nietylko w naturze, ale nawet na mapach szczegółowych (1:75000) uderza, że w przybliżeniu poniżej izohipsy, która zaznacza rozmieszczenie tych żwirów, jary są węższe i posiadają ściany bardziej strome, aniżeli dalej w górze [1]. Ta najwyższa część jarów, znacznie szersza i ujęta w łagodniejsze stoki [2], powstała w czasie 1. okresu erozyi, kiedy wody płynące bardzo powoli wcinały swe koryta. Natomiast wyżłobienie głębszej części jarów, różniącej się od poprzedniej mniejszą szerokością i bardzo stromymi stokami, jest dziełem wód płynących w 2. okresie ich działalności, który odznaczał się niezwykłem spotęgowaniem i przyspieszeniem erozyi w kierunku pionowym. Zmianę nachylenia stoków w pewnej wysokości można łatwo zauważyć, wznosząc się gdziekolwiek od dna jaru ku powierzchni wyżyny podolskiej po brzegu stromym, ogołoconym z löss'u. Na kilkadziesiąt metrów od dna jaru w górę brzeg jest bardzo spadzisty, nieraz wprost niedostępny (»ścianki«). Dopiero w znacznej wysokości, powyżej górnej granicy utworów paleozoicznych stok zaczyna się stawać coraz łagodniejszym i zwolna prowadzi na samą powierzchnię wyżyny.

Tego rodzaju ukształtowanie jest dla stromych stoków jarów podolskich regułą. Jedyny wyjątek stanowią te okolice, gdzie w najwyższej części jarów pojawiają się grube ławice cenomańskiego piaskowca (por. str. 21 i 22). Jego nadzwyczajna odporność na wpływy atmosferyczne nadaje stokom jarów całkiem odrębnego ukształtowania.

---

[1] Jest to do pewnego stopnia morfologiczną analogią zjawiska, które Penck u dolin alpejskich nazwał »Uebertiefung« (Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, str. 287 i nast., 314). W obu wypadkach mamy do czynienia ze skutkiem zmiany warunków klimatycznych, w Alpach bez porównania ostrzejszej, dzięki czemu przybywa tam potężny czynnik, wyżynie podolskiej całkiem obcy, a mianowicie lodowce. Analogia stanie się jeszcze bliższą, jeżeli przyjmiemy, że ten rys charakterystyczny dolin alpejskich jest wynikiem nie bezpośredniego pogłębiania przez lodowce, ale erozyjnego działania ogromnych mas wody, pochodzących z topnienia lodowców (Por. Frech, Die wichtigsten Ergebnisse der Erdgeschichte. Geogr. Zeitschr., T. 9, str. 81 i 82).

[2] Szczegół ten daleko lepiej występuje, jeżeli sobie wyobrazimy górną krawędź jarów i ich stoki obnażone z pokrywy löss'owej, która utworzyła się dopiero z początkiem 3. okresu i w wielu miejscach zamaskowała pierwotne, czysto erozyjne ukształtowanie.

W najwyższej części jarów piaskowiec cenomański urywa się pionową, skalistą i poszarpaną krawędzią. Wskutek tego granica między powierzchnią wyżyny a stokiem jaru jest bardzo ostrą i przejście odbywa się nagle, jak to najlepiej okazuje jar Dupy poniżej Bedrykowiec. Cyple u zbiegu jaru głównego i mniejszych bocznych okazują często formy, przypominające t. zw. góry stołowe (mesas). Poniżej kompleksu piaskowca cenomańskiego stoki jarów, zbudowane z ilastych utworów sylurskich i gęsto zasiane odłamami tego piaskowca, są wprawdzie stromo nachylone, ale znacznie mniej spadziste, aniżeli w najwyższej części.

Początek 3. okresu datuje się od chwili, gdy stosunki klimatyczne, a w ślad za tem i warunki erozyi zupełnie się zmieniły. Równocześnie z odwrotem dyluwialnych lodów śródlądowych ku północy, dokoła ustępującej pokrywy lodowej, a więc i na wyżynie podolskiej zapanował klimat stepowy i zaczęły się osadzać pokłady gliny nawianej (löss)[1]. Gruba pokrywa löss'u, która nagromadziła się w epoce neodyluwialnej, t. j. z początkiem 3. okresu erozyi, zatarła pierwotne ukształtowanie powierzchni płyty podolskiej i nadała jej dzisiejszy wygląd. Dowóz pyłu löss'owego z poza granic Podola dostarczył ogromnych ilości bardzo drobnego materyału, który woda bieżąca mogła najłatwiej porywać i przenosić. Toteż przez cały czas 3. okresu, a więc i dziś jeszcze, energia wód płynących zużywa się przedewszystkiem na spłókiwanie löss'u z powierzchni Podola, ale i temu zadaniu woda bieżąca nie może podołać. Wskutek tego nastąpił zastój w pracy rzek nad pogłębianiem jarów. Wody płynące, zajęte głównie usuwaniem löss'u z wyżyny podolskiej, zaledwie małą część swej energii mogły poświęcić niszczeniu starszych utworów. W głębi jarów większych strumieni działalność wody bieżącej ogranicza się do tego, że — przesuwając swe łożyska po szerokiem, płaskiem dnie jarów — podmywają tu i owdzie strome stoki jarów, zwłaszcza jeżeli przypierają do nich zewnętrzną stroną zakrętów, powodują ich miejscowe usuwanie się i w ten sposób przyczyniają się do rozszerzenia jarów. Główną widownią energiczniejszej działalności wody bieżącej podczas 3. okresu, a mianowicie zarówno pogłębiania koryt jak i erozyi wstecznej, są parowy o małej długości a bardzo znacznym spadku, które z powierzchni wyżyny staczają się ku jarom

[1] Por. Kosmos, t. 27, str. 267—8.

rzek i ich większych dopływów, a którymi spływają trwale dzikie potoki, albo tylko po deszczu przemijające strumienie wody.

Erozyjna praca wody bieżącej w 3. okresie ogranicza się po największej części do erozyi wstecznej. Jej rezultaty w niektórych miejscach, jak np. w krótkich a dzikich parowach, mogą nawet robić imponujące wrażenie, ale mimo to zmiany, jakie zaszły pod wpływem erozyi wstecznej od czasu osadzenia się löss'u, schodzą do niewielkich rozmiarów, jeżeli weźmie się pod uwagę całą płytę podolską i jej sieć wodną. Wskutek postępu erozyi wstecznej źródła trwałych strumieni wody bieżącej wżerają się coraz głębiej w wyżynę i zwolna niszczą działy wód. Najwspanialszym warsztatem erozyi wstecznej są krótkie a głębokie parowy, które uchodzą do większych dolin. Tworzenie się tych jarów bocznych odbywa się bez przerwy. Coraz dalej wcinają się w wyżynę i w coraz większej liczbie rozdzierają strome brzegi jarów większych rzek. Woda, która po deszczu gwałtownie spływa po stromym, nagim brzegu jaru większej rzeki, wyżłabia w nim cały szereg równoległych rowków (Rillen). Taki żeberkowany stok jest zawiązkiem jednego lub kilku jarów bocznych. Dalsza erozya wody atmosferycznej rozszerza i pogłębia rowki, łącząc po kilka sąsiednich w jeden większy, który z czasem staje się coraz szerszym i coraz głębiej wżera w wyżynę. Cały przebieg tworzenia się jarów bocznych można obserwować w niezliczonych przykładach i w najrozmaitszych stadyach, od stromych żeberkowanych ścian aż do szerokich i głębokich parowów bocznych [1].

W jednym wypadku odniosłem wrażenie, że udało mi się schwytać na gorącym uczynku szybki postęp erozyi w krótkich parowach, które tylko w czasie deszczu napełniają się wodą. Zjeżdżając drogą z Potoczysk do Horodnicy, już niedaleko pierwszych domostw [2], widzimy dwa dzikie parowy, które równolegle wżerają się w płaszcz löss'owy, pokrywający prawy stok jaru Dniestru. W głębi tych parowów wyzierają utwory dewońskie, uderzające już z pewnej odległości czerwoną barwą, jakkolwiek na mapie geologicznej [3] widać

---

[1] Bardzo pięknie występują przytoczone zjawiska erozyjne w Niezwiskach, na stromych ścianach i w dzikich jarach po obu stronach potoka, który płynie przez tę miejscowość do Dniestru.

[2] Tuż nad literami *ca* wyrazu Horodnica na mapie szczegółowej 1:75000, ark. Zaleszczyki.

[3] Atl. geol. Gal., I, ark. Zaleszczyki.

w tem miejscu tylko glinę. Sumienność, z jaką mapy przytoczonego zeszytu »Atlasu geologicznego« zostały wykonane, uprawnia do wniosku, że erozya dopiero w ciągu ostatnich 20—25 lat dobrała się do dewonu.

Wszystkie szczegóły działalności wód płynących w 3. okresie erozyi można doskonale wyczytać z teras alluwialnych, np. na dnie jaru dolnego Seretu [1], których powstanie przypada już na czasy podyluwialne, na epokę obecną. Iły i gliny teras powstały z drobnego materyału löss'owego, przeniesionego i przerobionego przez wodę bieżącą, a zarazem zabarwionego na szaro domieszkami organicznemi. Przewaga gliny i iłu w budowie teras jest dowodem, że wody płynące pracowały i pracują w czasie 3. okresu przedewszystkiem nad zniszczeniem pokrywy löss'owej Podola, że jednak i temu zadaniu rzeki nie mogą podołać, skoro swego ładunku materyału mechanicznego nie wynoszą w całości poza granicę Podola, ale znaczną jego część osadzają już po drodze i wypełniają najgłębszą część swych jarów alluwialnemi terasami. Zaś znaczniejsze wtrącenia żwirów, świadczące o silniejszej erozyi, pojawiają się tylko w pobliżu ujść dzikich parowów bocznych.

Alluwialne terasy nad dolnym Seretem są dziś przecięte przez rzekę, a ich powierzchnia wznosi się jako dawne dno jaru ponad obecnem korytem. Wynika stąd, że maximum usuwania löss'u z powierzchni wyżyny podolskiej przez wodę bieżącą już minęło i że w najnowszych czasach zaszedł pewien zwrot ku dalszemu pogłębianiu jarów.

Charakterystykę 3. okresu erozyi, a więc i teraźniejszości, można w ten sposób określić: Działalność wód płynących zajęła się przedewszystkiem pokrywą löss'ową, zaś w morfologii starszych utworów sprowadziła w porównaniu z dwoma poprzednimi okresami tylko niewielkie zmiany. Grube pokładu löss'u, które nagromadziły się z początkiem 3. okresu, odegrały rolę ochronnego płaszcza, dzięki któremu ukształtowanie utworów przeddyluwialnych przez ten cały przeciąg czasu tylko nieznacznym uległo zmianom, a zarazem i plastyka płyty podolskiej, jeżeli ją sobie wyobrazimy ogołoconą z löss'u, przechowała się mniej więcej w takim samym stanie, w jakim się znachodziła już u schyłku 2. okresu, tj. na pograniczu epoki paleodyluwialnej i neodyluwialnej. W pierwszym rzędzie właśnie temu

[1] Por. str. 5.

konserwującemu wpływowi pokrywy löss'owej należy przypisać młodość podolskiego krajobrazu.

Rzućmy okiem na historyę jarów podolskich z punktu widzenia geograficznych cyklów Davis'a. Budowa jarów, a mianowicie wybitna różnica w ukształtowaniu wyższych i głębszych partyj, którą poznaliśmy poprzednio, jest piękną illustracyą »złożonej topografii (composite topography)«, na którą złożyły się dwa odrębne, a niedokończone cykle [1], t. zn. dwa pierwsze okresy erozyi. Z końcem 1. okresu erozyi działanie czynników atmosferycznych i wody bieżącej na wyżynę podolską było już dość znacznie posuniętem, jak to wynika ze znacznej szerokości i łagodnego nachylenia stoków dolin, które powstały w tym 1. okresie, a którym odpowiada najwyższa część jarów. Spotęgowanie erozyi, które oznacza początek 2. okresu, położyło kres dalszemu przebiegowi 1. cyklu (1. okres) i zainaugurowało nowy, a zatem należy do rzędu zjawisk, nazwanych przez Davis'a »interruptions« [2]. Zaś utworzenie się pokrywy löss'owej z początkiem 3. okresu i wynikający stąd zastój erozyi, który wprawdzie trwa aż po dziś dzień, ale pomimo tego musi być uważanym za przemijający — wypada zaliczyć do kategoryi tych zjawisk, które Davis nazywa »accidents«, a które są powodem zaburzeń i przerw w normalym przebiegu geograficznego cyklu [3].

Skoro jary rzek podolskich były już z końcem 2. okresu erozyi wcięte mniej więcej do obecnej głębokości [4], tem samem upada przypuszczenie, że Dniestr jeszcze z końcem epoki dyluwialnej płynął w tej wysokości, gdzie znachodzą się żwiry dyluwialne, a dopiero w czasie epoki obecnej pogłębił swój jar aż do dzisiejszego poziomu [5]. Ażeby ostatecznie rozstrzygnąć kwestyę wieku jarów podolskich, zarówno Dniestru jak i jego dopływów, należy wpierw rozpatrzeć się bliżej w utworach dyluwialnych Podola.

Przez długi czas poglądy na pochodzenie i wiek utworów dylu-

[1] Geograph. Cycle, str. 500.

[2] Ibid., str. 499.

[3] Ibid., str. 500 i 501.

[4] Nietylko w granicach paleozoicznego horstu, ale także i na Opolu. Pouczający przekrój, który Teisseyre podał z pod Tarnopola (Atl. geol. Gal., VIII, str. 124), okazuje, jak piaski dyluwialne i löss, łączące się ze sobą stopniowem przejściem, pokrywają łagodny stok doliny i sięgają aż do samego jej dna.

[5] Dunikowski, Brzegi Dniestru na Podolu galic. Kosmos, t. 6, str. 273. Das podolische Dniester-Gebiet. Peterm. Mitteil., t. 27, str. 168. Bieniasz, Atl. geol. Gal., I, str. 74—77.

wialnych, pokrywających powierzchnię wyżyny podolskiej, były bardzo chwiejnymi i niejasnymi. Wprawdzie odrazu rozpoznano löss wśród glin podolskich i stosowano do niego teoryę Richthofena, ale uważano za löss tylko pewną, większą lub mniejszą część tych glin. Dunikowski (1881) wyróżnił dwa rodzaje gliny, a mianowicie »mamutową, pokrywającą wyżynę« i »dolinową, leżącą w erozyjnych dolinach Dniestru i większych rzek pobocznych«. Pierwszą zidentyfikował z typowem löss'em, drugi rodzaj natomiast, który często zawiera wkładki żwiru i skorupy mięczaków wodnych, uważał za utwór wodny i prawdopodobnie młodszy od löss'u [1]. Badania Łomnickiego (1885) znacznie rozszerzyły znajomość podolskiego dyluwium. Łomnicki udowodnił, że żwiry są najstarszym utworem dyluwialnym, którego wiek sięga może nawet do najwyższego trzeciorzędu Na nich następuje »glina uwarstwowana« pochodzenia wodnego, zaś najmłodszym utworem dyluwialnym jest glina nieuwarstwowana (»nawiana«) [2]. Bieniasz (1887) wydzielił starszą glinę wyżynową pochodzenia wodnego i młodszą glinę mamutową (löss), która »powstała... już po utworzeniu się dolin, pokryła ich połogie brzegi, a także na stromych grubszym lub cieńszym zawisła płaszczem« [3]. Na późniejszych mapach [4] Bieniasz rozróżnia jeszcze trzeci rodzaj gliny, a mianowicie glinę ilastą, która ma odpowiadać najgłębszemu poziomowi wyżynowej. Łomnicki (1901) nie uznaje potrzeby wydzielania kilku typów glin. Jego zdaniem glina ilasta przedstawia eluwium utworów trzeciorzędnych, zaś glina wyżynowa i zboczowa (mamutowa), której zgodnie z Bieniaszem przypisuje znaczenie młodszy wiek [5], łączą się ze sobą wzajemnemi przejściami [6]. Wreszcie Teisseyre (1900) rozróżnia 3 typy glin, a mianowicie 1) glinę »odtokową« czyli eluwialną,

[1] Brzegi Dniestru, str. 272. Glinę, która pokrywa niższe partye półwyspów naddniestrzańskich, uważał za utwór drugorzędny i przypisywał jej »wiek alluwialny« (ibid., str. 112).

[2] Zapiski geol. z wycieczki w r. 1885 w SE części galic. Podola. Sprawozd. Kom. Fizyograf., t. 21, str. 21 i nast.

[3] Atl. geol. Gal., I, str. 39—40 i 77—8.

[4] Atl. geol. Gal., IX.

[5] Do tego samego przypuszczenia skłaniał się także J. Bąkowski. Por. Utwór dyluwialny między Koropcem a dolnym brzegiem Strypy. Kosmos, t. 10, str. 403.

[6] Atl. geol. Gal., XI, str. 55 i nast. W innem jednak miejscu (str. 164) tej samej publikacyi Łomnicki widzi między gliną »jarową« i »wyżynową« tylko chorologiczną różnicę.

2) löss, który ku dołowi przechodzi w 3) glinę »popieliczną«, powstałą przy współudziale wody[1]. Glinę »mamutową dolinową« uważa po części za równorzędną wyżynowej, po części zaś za produkt jej przeławicenia[2].

Żwiry dyluwialne, które najpierw poznano w okolicach naddniestrzańskich, uchodziły zrazu za utwór bardzo młody, bo nawet »alluwialnego« wieku[3], a składający się w części z materyału karpackiego i na tem głównie opierało się przypuszczenie, że wyżłobienie jaru Dniestru jest dziełem silnej erozyi w dobie obecnej (Dunikowski, Bieniasz). Krzemienie są tak pospolitą skałą, że ich występowanie nie może jeszcze służyć za podstawę do rekonstrukcyi dawnego biegu rzeki. Zresztą z krzemieni, które znachodziłem w odsłonięciach żwirów na lewym stoku jaru Dniestru między Zaleszczykami a Pieczarną, największa część już na pierwszy rzut okazała się zupełnie odmienną od rogowców karpackich. Badania Bąkowskiego[4] i Łomnickiego pozbawiły pogląd Dunikowskiego i Bieniasza na historyę Dniestru najważniejszej podstawy, wykazały bowiem, że żwiry są najstarszym utworem dyluwialnym Podola i bynajmniej nie ograniczają się do sąsiedztwa Dniestru, ale znachodzą się w najrozmaitszych częściach wyżyny podolskiej, że wreszcie nie zawierają materyału pochodzenia karpackiego[5]. Co do ostatniego punktu, Bąkowski i Łomnicki zajęli całkiem odmienne stanowiska. Pierwszy trafnie przypuszczał, że żwiry dyluwialne składają się przeważnie z materyału miejscowego. Natomiast Łomnicki[6] wystąpił ze zdaniem, że materyał żwirów został przyniesiony z północy przez lody

---

[1] Atl. geol. Gal., VIII, str. 130 i nast.

[2] Ibid., str. 141.

[3] Dunikowski, Brzegi Dniestru, str. 272.

[4] Loc. cit., str. 403 i nast.

[5] W ostatnich czasach (1901) Łomnicki przyznaje materyałowi karpackiemu udział w starodyluwialnych żwirach naddniestrzańskich (Atl. geol. Gal., IX, str. 163).

[6] Zapiski geol., str. 22; Atl. geol. Gal., IX, str. 57. Przy końcu (str. 163) ostatniej publikacyi Łomnicki utrzymuje, że nie same lody północne, ale tylko wody z ich topnienia pochodzące przekroczyły ku S krawędź podolską. Zapewne strumienie, których dostarczało topnienie lodów u N krawędzi Podola, mogły po części przelewać się przez N krawędź wyżyny i przyczynić się do wytworzenia jej rzeźby. Ale już sama wilgotność klimatu i ogromny wzrost opadów w zupełności wystarcza do uzasadnienia spotęgowanej erozyi paleodyluwialnej.

i strumienie wody, pochodzące z ich topnienia. Bez wątpienia lody śródlądowe, które oparły się o N krawędź Podola, nie trzymały się ściśle tej granicy, ale tu i owdzie mogły wysyłać języki lodowe, które wdzierały się na powierzchnię wyżyny podolskiej. Skoro lody śródlądowe w S Niemczech wznosiły się do znacznej wysykości po stokach górskich, to tak samo tutaj, u S granicy swego rozprzestrzenienia, mogły przekroczyć krawędź wyżyny podolskiej [1], przeciętnie na 150 m wysoką i zawlec pewną ilość materyału północnej proweniencyi. Trudno jednak przypuścić, żeby materyał północny dostał się aż na południowe Podole, nad Dniestr i dolny bieg jego dopływów. Toteż, jeżeli nie dla ogółu, to przynajmniej dla przeważnej części eodyluwialnych żwirów daleko prawdopodobniejszem jest miejscowe pochodzenie. Tak np. materyał żwiru dyluwialnego w Bilczu nad Seretem według Teisseyrego [2] składa się z resztek utworów dewońskich, cenomańskich i sarmackich.

Dwojakiem jest pochodzenie materyału, z którego tworzyły się i po części dziś tworzą gliny na wyżynie podolskiej. Wskutek ciągłego rozpuszczania utworów wapiennych, jak n. p. wapieni litotamniowych, przez wodę gruntową pozostaje na ich powierzchni nie-

---

[1] Nie należy jednak przeceniać odosobnionego faktu, jakim jest znalezienie otoczonej i porysowanej bryły w dylywium koło Tarnopola (Łomnicki, Powstanie krawędzi północnej płaskowzgórza podolskiego. Kosmos, t. 9, str. 513), wiadomo bowiem, że samo pojawianie się porysowanych okruchów skał jeszcze nie jest dowodem istnienia kiedyś pokrywy lodowej (por. Penck, Pseudoglaciale Erscheinungen. Das Ausland, 1884). W ostatnich czasach W. Branco bardzo szczegółowo zestawił wszystkie obserwacye nad sposobem powstawania żwirów, porysowanych bez współudziału posuwającego się lodu (Das vulc. Ries bei Nördlingen. Abhandl. Preuss. Akad. d. Wiss., 1901, str. 139—42. Das vulc. Vorries, ibid., 1902, str. 81). Daubrée i Meunier w drodze eksperymentalnej okazali powstawanie porysowanych żwirów przy usuwaniu się i wzajemnem tarciu luźnych mas skalnych, jak np. podczas usuwania się stoków górskich. L. du Pasquier znalazł żwiry ogładzone i porysowane, łudząco podobne do glacyalnych, w stożku, usypanym podczas nagłej powodzi dzikiego potoka górskiego. J. Blaas obserwował, że przy staczaniu się lawin powstają żwiry porysowane, które różnią się od glacyalnych tem, że rysy są zawsze równoległe. Ten szczegół jest bardzo ważnym, skoro Łomnicki (loc. cit.) wyraźnie zaznacza, że rysy na owej bryle z pod Tarnopola są równoległe. Również wykluczonem jest glacyalne pochodzenie rysów, które Sollas i Valpy znaleźli na fragmentach okruchowców, tworzących najgłębszą część kontynentalnego tryasu w południowej Anglii (Lethaea geognostica, II. Th., str. 67).

[2] Atl. geol. Gal., VIII, str. 211.

rozpuszczalny osad. Oczywiście proces rozpuszczania wapieni litotamniowych ogranicza się do najwyższych ławic i w pewnej głębokości zupełnie ustaje, gdyż w miarę wsiąkania wody w głąb, zużywa się jej zapas pochłoniętego bezwodnika węglowego. Jeżeli gruby pokład löss'u pokrywa utwory wapienne i chroni ich powierzchnię przed mechanicznem działaniem wody atmosferycznej, w takim razie ów osad nierozpuszczalny może się nagromadzać jako coraz grubszy pokład gliny eluwialnej. Tworzenie się tej gliny trwa od czasu, gdy Podole po raz ostatni stało się lądem, bez przerwy aż po dziś dzień. W pouczających przekrojach na stokach głębszych wcięć, gdzie pod löss'em odsłaniają się wapienie litotamniowe, można śledzić proces powstawania gliny eluwialnej, a zarazem obserwować ciekawe zjawisko, że same litotamnia daleko trudniej ulegają rozpuszczaniu, aniżeli otaczający je wapień. Zwięzłe pokłady wapienia litotamniowego stają się ku górze coraz bardziej popękanymi i wreszcie w pewnej wysokości dochodzi się do warstwy, która składa się z kańczastych okruchów wapienia, poprzegradzanych cienkiemi żyłkami gliny eluwialnej. Jeszcze wyżej znachodzi się warstwa, gdzie już przeważa glina eluwialna, wśród której rozsiane są litotamnia, dokładnie wypreparowane z otaczającego wapienia [1]. Litotamnia stają się coraz rzadszemi i wreszcie następuje löss, tworzący ochronną pokrywę na glinie eluwialnej, która dzięki temu może się bez żadnego uszczerbku nagromadzać. Wskutek ciągłego rozpuszczania ławic wapieni litotamniowych przez wodę gruntową, grubość tego poziomu stale się zmniejsza, a wskutek tego i pokrywa löss'u ponad gliną eluwialną musi się zwolna obniżać. Być może, że ten proces jest jedną z przyczyn, dla których löss nie wszędzie zachował swój pierwotny charakter nawianego pyłu.

Stosunkowo bardzo mała część glin podolskich jest pochodzenia eluwialnego. Wszystkie zaś inne typy glin powstały z jednego i tego samego materyału, importowanego przez wiatry daleko z poza granic Podola w epoce neodyluwialnej. Jeżeli pomimo tego znachodzą się petrograficznie tak odmienne typy, to są wynikiem lokalnych zmian warunków, w jakich pył się osadzał na płycie podolskiej. W jednem miejscu współudział wody był ad minimum zredukowany i nagromadzał się löss, najbardziej zbliżony do typowego, gdzieindziej

[1] Doskonale okazują to potężne ławice wapienia litotamniowego, odsłonięte w łomach na lewym, stromym brzegu jaru Dniestru powyżej Zaleszczyk.

zaś pył opadał wprost do jezior lub kałuż, w których żyły mięczaki wodne. Te jeziora musiały się bezustannie zmieniać. Jedne znikały, zasypane pyłem, a na ich miejsce powstawały nowe. Do Podola można w całej osnowie zastosować trafne przedstawienie P. Tutkowskiego [1] i zgodnie z nim wyróżniać löss »lądowy« i »jeziorny (słodkowodny)«. Rzecz jasna, że po bardzo wilgotnej epoce paleodyluwialnej nie odrazu zapanował klimat stepowy epoki neodyluwialnej. Jak to wszyscy, którzy zajmowali się bliżej glinami na wyżynie podolskiej, zgodnie stwierdzają, charakter osadu wodnego najczęściej występuje w głębszych partyach pokładów gliny [2].

W jakichkolwiek warunkach löss się osadził, nie wszędzie zachował swe pierwotne położenie i swe pierwotne własności. Od czasu, gdy na wyżynie podolskiej osadziła się pokrywa löss'u, energia wód bieżących zużywa się głównie na usuwanie tej pokrywy, jednakowoż nie może w zupełności podołać temu zadaniu i po drodze osadza część materyału löss'owego (por. str. 33). Tak na przykład rozległe, równe terasy, które wypełniają dno jaru dolnego Seretu i wznoszą się na parę metrów ponad poziomem rzeki, są w przeważnej części zbudowane z materyału löss'owego. Poza alluwiami, które powstały już w dobie obecnej i wypełniają najgłębsze części jarów, występowanie löss'u, przerobionego przez wodę w epoce teraźniejszej, jest bardzo ograniczonem. Zdaniem Teisseyrego »proces przeobrażania się jarów o ściankach skalistych — w doliny zasłane alluwialnym zwałem przeławicowej gliny mamutowej odbywa się na szeroką skalę, w całej bieżącej dobie geologicznej« [3]. Co do tego punktu, nie można się zgodzić ze znakomitym znawcą Podola. Bez wątpienia tu i owdzie, zwłaszcza w płytkich debrach i parowach, często tylko perycdycznie napełniających się wodą, ciągle odbywa się podmywanie i usuwanie się löss'u, a zarazem przerabianie drobnego materyału lössowego przez wodę bieżącą. Ale glina, która grubym płaszczem pokrywa łagodne stoki głębszych jarów, nie tworzyła się wskutek tego rodzaju procesów w epoce obecnej. Powstanie tej gliny przypada na ten sam czas, co osadzanie się nawianego pyłu na powierzchni wyżyny podolskiej.

Pochodzenie i wiek gliny, pokrywającej łagodne stoki jarów, spra-

[1] Jeżegodnik po gieoł. i min. Rossii, t. II, str. 57—63.

[2] Por. np. Atl. geol. Gal., IX, str. 163.

[3] Atl. geol. Gal., VIII, str. 141.

wiały w dotychczasowych podziałach podolskiego dyluwium najwięcej trudności. Do rozjaśnienia tej kwestyi najlepiej nadają się rozległe półwyspy, położone wewnątrz ogromnych zakrętów Dniestru (np. Łuka w powiecie horodeńskim). Rzut oka na przekrój któregokolwiek z półwyspów naddniestrzańskich najzupełniej wystarcza, aby się przekonać, że płaszcz gliny utworzył się z nawianego pyłu, równocześnie z pokładami löss'u na powierzchni wyżyny. W chwili, gdy z nawianego pyłu zaczął się tworzyć płaszcz lössu, ścięta przez erozyę powierzchnia utworów dewońskich (względnie sylurskich),

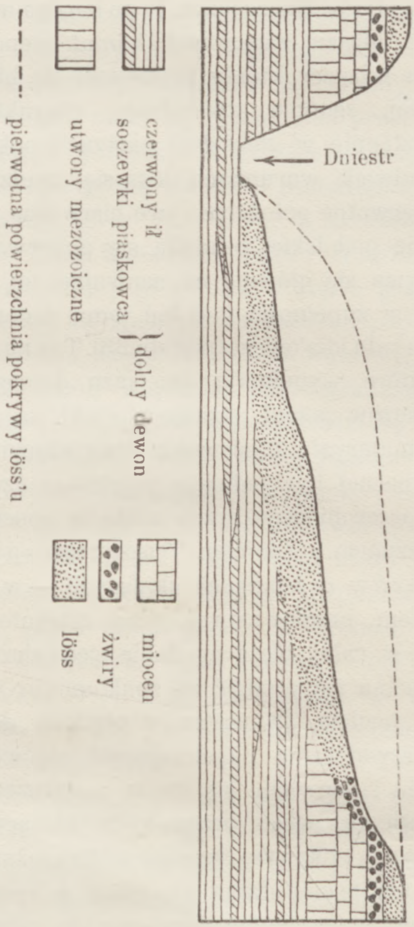


Fig. 4. Teoretyczny przekrój jaru Dniestru w powiecie horodeńskim (celem uproszczenia pominięto zaburzenia tektoniczne i przyjęto zupełnie poziome uławicenie).

która tworzy podstawę półwyspów i obniża się na wszystkie strony ku Dniestrowi, była już gotową, a zatem i jar Dniestru był wyżłobiony mniej więcej do dzisiejszej głębokości [1]. Inaczej bowiem gruby płaszcz gliny nie mógłby pokrywać półwyspu, gdyż spotęgowana erozya, która usunęła tyle zwięzłych pokładów neogeńskich i starszych, która stworzyła głęboko wcięty jar i rozległe, płaskie półwyspy, wyklucza równoczesną akkumulacyę na tak wielką skalę, w jakiej należałoby ją przyjąć, jeżeli się zechce uważać pokrywę gliny — chociażby tylko w niższych partyach półwyspów — za osad rzeki, która wcinała swe koryto, a zarazem rozszerzała swe zakręty

Płaszcz gliny na półwyspach naddniestrzańskich utworzył się równocześnie i z takiego samego materyału, co pokłady löss'u na wyżynie. Twierdzenie to jest na pozór sprzecznem z kilku faktami, których błędna interpretacya naprowadzała na fałszywe wnioski o historyi jaru Dniestru. Skorupy mięczaków wodnych wśród gliny na płaskich brzegach jarów, jakoteż jej ustrój petrograficzny, odmienny od löss'u, nie są jeszcze wystarczającym dowodem, że glina ta jest produktem przeławicenia löss'u w czasach podyluwialnych. Nawiany pył, który opadał na dno jarów lub zatrzymywał się na ich płaskich stokach, musiał się osadzać przy współudziale wody bez porównania większym, aniżeli na samej wyżynie [2]. Według wszelkiego prawdopodobieństwa masy nawianego pyłu przekraczały zdolność transportową rzek, i tak ubogich w wodę w czasie, gdy zapanował klimat stepowy. Toteż jary ulegały stopniowemu zasypywaniu, bieg wód stawał się powolniejszym i coraz liczniej tworzyły się zatamowane jeziorka, w których pył nagromadzał się jako osad wodny. Dopiero gdy warunki się zmieniły, gdy ustał dowóz pyłu, a miejsce klimatu stepowego zajął wilgotny, zbliżony do obecnego, rzeki mogły się zabrać do oczyszczenia głębszych partyj swych dolin z nawianego materyału.

Należy jednak pamiętać o jednym jeszcze szczególe, który przyczyniał się do tego, że pył w głębi jarów osadzał się w innych warunkach, aniżeli na wyżynie. Zarówno głębsze partye jaru Dniestru,

---

[1] Bąkowski doszedł do całkiem słusznego wniosku, że dzisiejsze łożysko Dniestru istniało już w czasie epoki dyluwialnej (Utwór dyluw. między Koropcem a dolnym biegiem Strypy, str. 404).

[2] Najbardziej różni się od löss'u glina, która pokrywa najniższe partye półwyspów. Jeżeli będziemy się wznosić ku wąskiej nasadzie półwyspów, a więc ku powierzchni wyżyny, charakter löss'owy coraz silniej występuje.

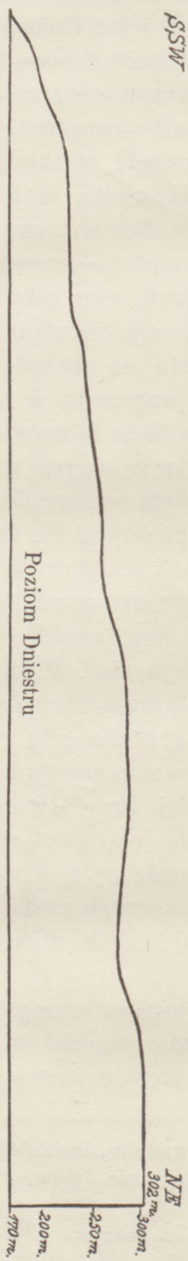


Fig. 5. Przekrój przedstawiający ukształtowanie powierzchni półwyspu naddniestrzańskiego, na którym leży Łuka w powiecie horodeńskim (na podstawie mapy 1:25000, mniej więcej wzdłuż drogi Łuka-Złoty Potok).
Skala wysokości 1: 7650
Skala długości 1:37200

jak i podstawa półwyspów, są zbudowane z utworów paleozoicznych, absolutnie nieprzepuszczalnych, a więc spiętrzających wodę w nagromadzeniach luźnego materyału, pokrywających powierzchnię dewonu lub syluru. Tymczasem na wyżynie nawiany pył opadał na utwory neogeńskie, z reguły przepuszczalne, które szybko wchłaniają wodę z utworów, znachodzących się w ich stropie.

Jest jeszcze drugi, na pozór równie ważny zarzut. Powierzchnia półwyspów naddniestrzańskich nie opada jednostajnie ku Dniestrowi, ale okazuje kilka teras, które tworzą układ współśrodkowych pierścieni. Z wyjątkiem nadbrzeżnej terasy, której górna krawędź odpowiada najwyższemu stanowi wody w Dniestrze (Hochwasserterrasse), wszystkie wyższe nie zbyt wyraźnie wpadają w oko, gdyż zacierają się coraz bardziej wskutek uprawy urodzajnej gleby półwyspów. Ale można je rozpoznać już na mapie szczegółowej, a jeszcze lepiej występuje cały układ teras na mapach 1:25000.

Dunikowski widział w tych terasach dzieło erozyi i uważał je za ślady dawnego biegu Dniestru [1]. Że na takie pojmowanie tych teras nie można się żadną miarą zgodzić, wynika już z poprzedzającej dyskusyi przekroju półwyspów nad-

[1] Brzegi Dniestru, str. 109 i 355.

dniestrzańskich. Terasowa rzeźba półwyspów ma zupełnie inną przyczynę. Płaszcz gliny półwyspów spoczywa na ściętych przez erozyę utworach paleozoicznych, których powierzchnia zwolna opada ku brzegom. Na całkiem nieprzepuszczalnej podstawie paleozoicznej spiętrza się pewna ilość wody gruntowej w najgłębszych warstwach gliny i za nachyleniem paleozoicznego podłoża porusza się zwolna ku Dniestrowi [1]. W ten sposób budowa naddniestrzańskich półwyspów spełnia wszystkie warunki, jakich wymaga powstawanie teras löss'owych według przedstawienia Richthofena, a mianowicie wskutek pionowego pękania i osiadania (Nachsinken) löss'u pod wpływem ruchu wody gruntowej [2]. Nie można jednak zaprzeczyć, że także spłókiwanie przez wodę atmosferyczną musiało odegrać pewną rolę w ukształtowaniu plastyki półwyspów i po części zmodyfikować pierwotne ułożenie utworów dyluwialnych.

Półwysep naddniestrzański, na którym leży Gródek, usuwa wszelką wątpliwość co do eolicznego pochodzenia płaszcza gliny, tutaj bowiem löss najmniej uległ przemianie i wyjątkowo wiernie zachował swój pierwotny charakter. Najprawdziwszy löss odsłania się w urwiskach i wcięciach na wschodnim stoku półwyspu, zwróconym ku ujściu Seretu. Tak samo zaraz powyżej W końca Gródka typowy löss tworzy na dłuższej przestrzeni wzdłuż lewego brzegu Dniestru pionową krawędź półwyspu, wysoką na 14—16 m ponad poziomem wody w Dniestrze, a powyżeraną krótkiemi debrami w baszty, wieże i inne charakterystyczne formy o pionowych ścianach. Wśród bardzo drobnej, jasno-żółtej gliny widać liczne soczewkowate wtrącenia żwirów, a miejscami nawet większe odłamy skalne. Ich występowanie świadczy o sporadycznej działalności wody podczas nagromadzania się nawianego pyłu, która wymywała eodyluwialne żwiry z najwyższej części półwyspu i przenosiła do niższych wraz z kańczastymi okruchami starszych utworów. Z coraz silniejszym rozwojem stepowego klimatu ustawało współdziałanie wody bieżącej. Grube wkładki żwiru przeważają w najgłębszym poziomie löss'u, ku górze stają się coraz cieńszemi i rzadszemi, a wreszcie w najwyższych partyach brak ich zupełnie.

Jak wszędzie na Podolu, tak samo też i w okolicach naddnie-

---

[1] Łoziński, Wyniki badań hydrogeolog. w powiecie horodeńskim. Kosmos, t 30, str. 351—3.

[2] Führer für Forschungsreisende, str. 126—7.

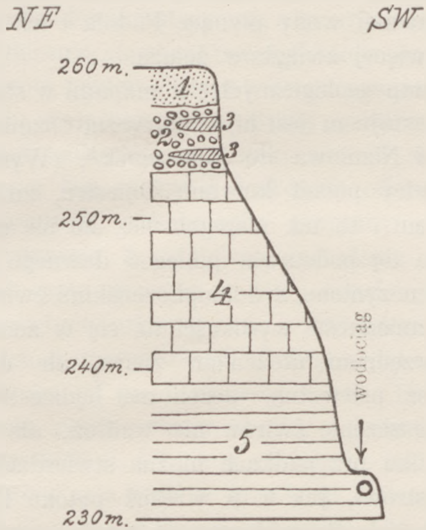
strzańskich żwiry są najstarszym i najgłębszym poziomem dyluwialnym, który nagromadził się u schyłku 1. okresu erozyi, bezpośrednio przed spotęgowanem żłobienem jarów w 2. okresie. Jeżeli pomimo tego w wyższych partyach półwyspów naddniestrzańskich żwir często leży na samej powierzchni, na glinie, to mamy w takim razie do czynienia z drugorzędnem ułożeniem, które Bąkowski bardzo trafnie wyjaśnił w słowach: »Zdarza się nie rzadko, że szuter ów wymula woda z pod gliny i układa go już to na glinie, już też na wierzchniej warstwie czarnoziemu...« [1].

Jednem z niewielu miejsc, gdzie eodyluwialne żwiry na dłuższej przestrzeni doskonale się odsłaniają w pierwotnem, zupełnie niezmienionem ułożeniu, jest górna krawędź lewego stoku jaru Dniestru powyżej Zaleszczyk, naprzeciw dolnego końca Łuki. Na kompleksie litotamniowym widać gruby pokład żwiru wśród drobnego materyału klastycznego, którego ciemno-ceglasta barwa już z pewnej odległości wpada w oczy. W górnym końcu odkrywki żwiry ustępują miejsca grubemu pokładowi gliny o jaskrawem, żółto-brunatnem zabarwieniu. Wśród samych żwirów zdarzają się ukośnie warstwowane, soczewkowate wtrącenia grubszego, rdzawego piasku. Zmienność petrograficznego charakteru i nierówność górnej granicy pokładu żwirów najlepiej świadczą, że ma się tu do czynienia z typowym osadem wody bieżącej. Na żwirach następuje pokład gliny, który tworzy pionową krawędź wyżyny. Glina ta jest miejscami żółta, przeważnie jednak okazuje zabarwienie brudno-zielone, które zawdzięcza ogromnej przewadze drobnych okruchów utworów sylurskich.

Historyą tej ciekawej odkrywki należy w ten sposób pojmować: Zarówno żwiry jak i glina w ich stropie są bezwątpienia pochodzenia rzecznego i według wszelkiego prawdopodobieństwa osadziły się u schyłku 1. okresu erozyi, gdy praca wody bieżącej nad wyżłobieniem najwyższej, a zarazem najszerszej części jarów zbliżała się do kresu i zaczynała już słabnąć. W następstwie gliny na żwirach doskonale widać stopniowe zmniejszanie się siły prądu wody, która z czasem osadzała coraz drobniejszy materyał. Najciekawszym jednak szczegółem w całym tym przekroju jest występowanie ogromnej ilości drobnych okruchów utworów sylurskich wśród najwyższego pokładu gliny. W tem miejscu górna

[1] Utwór dyluwialny, str. 402. To rozmywanie żwirów przez wodę atmosferyczną jest widoczne na fig. 4, str. 42.

granica syluru znachodzi się na wysokości około 240 m, a więc mniej więcej o 15 m poniżej kompleksu żwirów i gliny, oddzielona grubym pokładem warstw litotamniowych. Dalej w górę Dniestru nad Pieczarną mamy w tym samym poziomie już utwór dewoński, którego górną granicę (240 m) zaznacza bardzo silne źródło,



1, brudno-zielona glina (=detritus przeważnie syluru)
2, żwir
3, soczewkowate, ukośnie warstwowane wkładki grubego, rdzawego piasku
4, ławice litotamniowe
5, sylur.

Fig. 6. Przekrój górnej krawędzi lewego stoku jaru Dniestru powyżej Zaleszczyk, naprzeciw dolnego końca Łuki (skala wysokości 1:500).

zasilające wodociąg zaleszczycki. Na prawym stoku jaru Dniestru poniżej Horodnicy granica syluru i dewonu — o ile da się uchwycić wobec stopniowego przejścia między tymi utworami — przypada na wysokość około 200 m. Wreszcie koło Uścieczka sylur znika niepowrotnie pod utworem dewońskim. Skoro zatem w górę Dniestru górna granica syluru stale się obniża, to rzecz jasna, że utwór, który zawiera w takiej obfitości materyał sylurski, nie może być osadem Dniestru. Jego nagromadzanie odbywało się raczej

u ujścia jakiegoś dopływu, który płynął z tych okolic, znacznie dalej ku N położonych, gdzie powierzchnia syluru wznosi się stopniowo aż do 300 m wysokości [1].

W drugiem miejscu odsłaniają się eodyluwialne żwiry nad Pieczarną, ponad ujęciem źródła wodociągowego. I tutaj drobniejszy materyał, wśród którego znachodzą się żwiry, zawiera dużo połączeń żelazowych, jak to widać po silnie rdzawej barwie. W przeciwieństwie do epoki obecnej, dawniej wody płynące Podola i ich osady zawierały bez porównania więcej związków żelaza.

Porównanie map geologicznych [2] z mapami w skali 1:25000 okazuje, jak niejednostajnem jest hipsometryczne rozmieszczenie żwirów nad Dniestrem od Niżniowa do Zaleszczyk [3]. Wysokość, w jakiej pojawiają się żwiry ponad korytem Dniestru, zmienia się już na krótkiej przestrzeni i to tak nieregularnie, że nie może być mowy o odtwarzaniu na tej podstawie jakiegoś dawnego profilu Dniestru, jak to niedawno uczyniono z dolnoplioceńskimi żwirami nad górnym Dunajem [4]. Ta zmienność wysokości da się w znacznej części wytłómaczyć drugorzędnem ułożeniem żwiru, ale do pewnego stopnia jest przecież pierwotną. Jeżeli zaś będzie się śledzić hipsometryczne rozmieszczenie żwirów nie wzdłuż, ale wpoprzek biegu Dniestru, to w kilku przypadkach można stwierdzić, że żwiry obniżają się ku Dniestrowi, jak n. p. wzdłuż potoka Baryszki od Porchowej ku ujściu koło Snowidowa lub wzdłuż potoka Kyrnicy od Drohiczówki do ujścia do Dniestru.

Szybka i niejednostajna zmienność hipsometrycznego rozmieszczenia wzdłuż Dniestru wraz z obniżaniem się ku Dniestrowi utwierdzają w przypuszczeniu, że żwiry nie są osadem samego Dniestru z dawniejszej epoki, ale raczej stożkami, usypanymi przez jego dopływy u ujść z lewego brzegu. Czas powstania żwirów przypada najpóźniej na początek epoki dyluwialnej, a może w części i na schyłek okresu trzeciorzędnego [5], zawsze jednak przed energiczną

[1] Teisseyre, Paläoz. Horst, str. 103 i 105.

[2] Atl. geol. Gal., I.

[3] Por. uwagi Teisseyrego o hipsometrycznem rozmieszczeniu żwirów nad całym podolskim biegiem Dniestru (Atl. geol. Gal., VIII, str. 285—6).

[4] W. Dietrich, Aelteste Donauschotter auf der Strecke Immedingen-Ulm. N. Jahrb. f. Min., 19. Beilage-Bd.

[5] Przemawia za tem fakt, że żwiry w pierwotnem położeniu występują w najszerszej części jaru Dniestru, wyżłobionej jeszcze w 1. okresie erozyi.

erozyą paleodyluwialną. Jest bardzo prawdopodobnem, że akkumulacya żwirów u ujść dopływów z lewej strony była pierwszą podnietą, która skłoniła Dniestr do energicznego wżerania się ku prawej stronie. W każdym razie przewaga żwirów na lewym brzegu Dniestru jest wymownym dowodem, że w czasie ich nagromadzania się po lewej stronie przeważała akkumulacya, a po prawej erozya.

Zjawisko, że jeden brzeg jest stromy, a przeciwległy płaski, nie ogranicza się do jaru Dniestru, ale powtarza się także w asymetryi [1] dolin jego podolskich dopływów, przecinających horst paleozoiczny w kierunku południkowym. Tylko wyjątkowo i na krótkiej przestrzeni jary podolskich dopływów Dniestru posiadają oba stoki równie stromo nachylone. Z reguły jeden stok jest stromy i doskonale odsłania całą budowę geologiczną, a natomiast przeciwległy, zasypany grubymi zwałami löss'u, okazuje znacznie łagodniejsze nachylenie. Ale nie zawsze prawy brzeg jest stale stromym, a lewy łagodniejszym, jak to dodotychczas powszechnie utrzymywano. Zwłaszcza jary podolskich dopływów Dniestru w dolnym biegu, w obrębie paleozoicznego horstu, zbyt często odstępują od owej prawidłowości. Tak n. p., jeżeli się weźmie pod uwagę bieg Seretu w obrębie arkusza mapy szczegółowej: Buczacz-Czortków i przyjmie oddalenie izohipsy 300 m od rzeki za miarę nachylenia stoków jaru [2], to łatwo można się przekonać, że naprzemian brzeg prawy, to znowu lewy jest stromym, zależnie od tego, który z nich znachodzi się po zewnętrznej stronie zakrętów. Zaś wewnątrz zakrętów stoki są łagodniejsze i pokryte grubym płaszczem löss'u. Takim jest powyżej Czortkowa prawy, zaś zaraz poniżej Starego Czortkowa lewy stok jaru Seretu. Ułaszkowce leżą na lewym stoku jaru Seretu, płaskim i zasypanym zwałami löss'u.

Wywody o budowie półwyspów naddniestrzańskich, jakoteż o wieku i pochodzeniu gliny na tychże półwyspach dadzą się bez zmiany za-

[1] Por. przedstawienie tej kwestyi przez Łomnickiego (Atl. geol. Gal., VII, str. 69 i nast.).

[2] Dzisiejsi geografowie w studyach morfologicznych zbyt często nadużywają map szczegółowych jako środka, który ma zastąpić badania w terenie. Ale właśnie asymetrya jarów podolskich należy do tych niewielu kwestyj, które można śmiało rozstrzygać wyłącznie na podstawie map szczegółowych, gdyż odległość izohips od rzeki daje daleko wyraźniejszy i ściślejszy obraz nachylenia stoków jaru, aniżeli studyum w terenie.

stosować także do jarów wszystkich większych dopływów Dniestru w obrębie Podola właściwego. Tak samo też i asymetrya jarów dopływów, płynących w południkowym kierunku, musi być traktowaną na równi z niejednakowem nachyleniem stoków, które tak silnie występuje w poprzecznym przekroju jaru Dniestru. Jedyna różnica polega na tem, że Dniestr, dzięki bez porównania większej ilości wody, rozwinął kiedyś daleko energiczniejszą działalność erozyjną, zarówno w kierunku pionowym jak i poziomym. Wskutek tego Dniestr tworzy zakręty znacznie większe, a zarazem okazuje ostrzejsze przeciwieństwo brzegów stromych i płaskich, aniżeli jego podolskie dopływy.

Kontrast stromych i łagodnych stoków jarów podolskich pochodzi z epoki dyluwialnej. Bez wątpienia w 1. okresie erozyi wody płynące Podola musiały posiadać bieg, daleko mniej kręty od obecnego. Ale już najmniejsze zboczenia od prostej linii zupełnie wystarczyły, aby rzeki podolskie przy ogromnem spotęgowaniu się erozyi w epoce paleodyluwialnej (2. okres) nietylko pogłębiały swe koryta, ale równocześnie je przesuwały w kierunku poziomym, kosztem tego brzegu, ku któremu parł prąd wody bieżącej. Erozya więc postępowała w kierunku wypadkowej, wynikającej z równoczesnego pogłębiania koryt i ich przesuwania się w kierunku poziomym. W ten sposób powstało przeciwieństwo brzegów łagodnie i stromo nachylonych. Kiedy zaś z nastaniem epoki neodyluwialnej rozpoczęło się osadzanie nawianego pyłu, to rzecz jasna, że drobny pył nie mógł się zatrzymać na stromych stokach jarów, a natomiast płaskie zasypał grubym płaszczem löss'u, zasłaniającym starsze utwory.

Nie zawsze różnica między prawym i lewym stokiem jaru polega na tem, że jeden z nich jest stromy, a przeciwny obniża się łagodnie. W tej okolicy paleozoicznego horstu, gdzie występowanie grubych ławic cenomańskiego piaskowca i ich zachowanie się wobec czynników niszczących nadało jarom całkiem odrębny wygląd (por. str. 32 i 33), oba stoki są jednakowo strome. Ale podczas gdy jeden stok wskutek silnej erozyi przez wodę deszczową i usuwania się potężnych odłamów piaskowca jest całkiem nagi i dziki, przeciwny jest gęsto zarośnięty i tylko w samej górze przeziera jasny rąbek cenomańskiego piaskowca. Doskonale występuje to przeciwieństwo w jarze Dupy między Bedrykowcami a Kasperowcami, którego prawy stok jest nieprzerwanie zarośnięty, a lewy dziki i nagi. Ten sam objaw występuje także w przyległej części jaru Seretu. Powyżej Le-

siecznik lewy stok jaru Seretu jest zarośnięty, zaś prawy jest widownią usuwania się odłamów piaskowca cenomańskiego w całej okazałości. Nie łatwą byłoby rzeczą rozstrzygnąć, czy silny rozwój roślinności na jednym stoku jest wynikiem mniej energicznego działania czynników atmosferycznych, czy też rzecz ma się odwrotnie.

Poprzedzające wywody o historyi wyżłobienia jarów rzek podolskich zupełnie się zgadzają z faktami z przeszłości przedhistorycznej Podola. Wśród löss'u nie znaleziono dotąd żadnego śladu, któryby dowodził bytności przedhistoryczngo człowieka na Podolu podczas epoki neodyluwialnej, t. zn. równocześnie z osadzaniem się nawianego pyłu. Zabytki przedhistorycznej kultury, których tak wiele znaleziono dotychczas na Podolu, pochodzą bez wyjątku albo z najwyższej, zewnętrznej warstwy löss'u, albo też z utworów, które powstały już w dobie teraźniejszej. Wobec problemów, które dotąd rozpatrywaliśmy, największe znaczenie mają groby kamienne (»płytowe« czyli »skrzynkowe«), gdyż pochodzą z czasu starszej epoki neolitycznej [1]) i są wogóle najdawniejszym śladem pobytu człowieka na Podolu, a tem samem mogą dostarczyć pewnych wskazówek o położeniu siedzib ludzkich w zaraniu epoki obecnej. Nieraz znachodzono groby kamienne nisko ponad rzekami podolskiemi, na ich płaskich brzegach. Tak np. nisko na löss'owym brzegu Dniestru leży Horodnica, jedna z największych osad przedhistorycznych Podola, która wraz z swą okolicą dostarczyła niewyczerpanej ilości zabytków, pochodzących ze wszystkich epok przedhistorycznej kultury Podola. Z licznych grobów kamiennych, na jakie natrafiono w samej wsi, niektóre znachodziły się w odległości zaledwie 10 m od koryta Dniestru [2]. Groby kamienne, położone nisko ponad rzeką, na płaskich, löss'em zasypanych brzegach są dowodem, że już w czasie starszej epoki neolitycznej ówczesny człowiek, przedstawiciel rasy długogłowej [3], zastał jary rzek podolskich wykończone mniej więcej w dzisiejszej formie, na którą złożyły się 1) energiczna paleodyluwialna erozya i 2) neodyluwialna akkumulacya löss'u na płaskich stokach jarów.

[1] Oesterr.-Ung. Monarchie in Wort u. Bild, Galizien. W. Demetrykiewicz Vorgeschichte, str. 116.

[2] W. Przybysławski, Ustęp z poszukiwań archeol. w Horodnicy nad Dniestrem w r. 1878. Zbiór wiadom. do antropol. kraj., t. 3, str. 70.

[3] Kopernicki, Uwagi tymczasowe o starożytnych kościach i czaszkach z Podola galic. Ibid., t. 3, str. 141.

B) Historya sieci rzecznej Wschodnich Karpat.

Nie wchodząc w zawiłe procesy tektoniczne, jakim uległy niefliszowe Prakarpaty i ich odosobnione, wyspowate resztki, możemy przyjąć, że wypiętrzenie Wschodnich Karpat jest dziełem dwóch faz intenzywnego działania sił górotwórczych, przegrodzonych okresem względnego spokoju. Pierwsza faza przypada na schyłek oligoceńskiej i początek mioceńskiej epoki, w drugiej zaś ciśnienie boczne pofałdowało utwory podkarpackiej formacyi solnej, a po części nasunęło na nie od południa starsze pokłady, jak np. u S brzegu kotlin Delatyna i Borysławia.

W czasie nagromadzania się utworów I. piętra śródziemnomorskiego, Karpaty przedstawiały całość w sobie zamkniętą, odciętą od połączenia z morzem. Pierwsza faza wypiętrzeń stworzyła kotliny, które z powodu suchego klimatu nie posiadały odpływu. W nich zbierał się zwietrzały materyał skalny, a zarazem osadzały się pokłady soli z wody bezodpływowych jezior [1]. Niektóre kotliny kryły jeziora szczątkowe, które wskutek ruchów skorupy ziemskiej zostały oddzielone od morza, z biegiem czasu stawały się coraz bardziej indywidualnemi i zamieniały w jeziora bezodpływowe [2]. Granice jezior ulegały znacznym zmianom, jak to widać z tego, że podkarpacka formacya solna w jednych okolicach spoczywa zgodnie na górnym oligocenie, w innych zaś transgreduje na wypiętrzonych starszych utworach fliszowych (np. zatoka mioceńska nad Bystrzycą Sołotwińską) [3]. Niektóre kotliny były niewątpliwie depressyami, t. zn. dno ich leżało poniżej poziomu morza [4].

---

[1] Por. Zuber, Geol. Verhältn. von Borysław. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1904, str. 42 i 48.

[2] Por. Kosmos, t. 29, str. 421—2; t. 30, str. 360, uw. 2.

[3] Zuber, Studya geol. we Wschodnich Karpatach, część 5. Kosmos, t. 12, str. 10 i nast.

[4] Jeżelibyśmy szukali jakiejś dzisiejszej analogii paleomioceńskich kotlin podkarpackich, odrazu nasuwa się t. zw. »Pritianszanskaja wpadina«, olbrzymia depressya, która jako rów o zmiennej (10—50 km) szerokości, a na setki km długi ciągnie się wzdłuż zewnętrznego (S) brzegu Tian-Szanu i w najgłębszej części obniża się do 130 m poniżej poziomu morza. Płaskie dno depressyi zajmują utwory przeważnie gliniaste, nasycone solami i gipsem (Obruczew, Centralnaja Azia, t. II, 1901, str. 616 i nast.). Najniższą część depressyi wypełnia słone jezioro, którego rozmiary ulegają w ciągu roku bardzo znacznym zmianom.

W tego rodzaju warunkach nie mogła istnieć w Karpatach ustalona sieć rzeczna. Wody, które spływały ku jeziorom u N brzegu Karpat, nie miały ani wyrobionego spadku, ani trwałego biegu, ani też stałego łożyska. Każda tworzyła odrębne, od sąsiednich niezależne zlewisko wód peryodycznych, a zarazem zbiornik zwietrzałego materyału skalnego i soli, wydzielających się z parującej wody. W obszarze bezodpływowym, gdzie dno kotlin może sięgać aż poniżej poziomu morza, a jeziora ulegają ciągłym zmianom i peryodycznie wysychają — oczywiście nie ma mowy o jakimś dolnym poziomie denudacyi.

Trwała sieć rzeczna mogła się rozwinąć dopiero w czasie tworzenia się osadów II. piętra śródziemnomorskiego, kiedy morze oblewało zewnętrzny brzeg Karpat i zatokami wkraczało w głąb, miejscami nawet bardzo daleko (zatoka sądecka). Ale i wtedy dolny poziom denudacyi musiał być chwiejnym, jak to wynika z rozmaitości i z następstwa po sobie utworów górnomioceńskich (Tortonien) u zewnętrznego brzegu Karpat. Podczas gdy w jednych zatokach osadzały się wyłącznie morskie utwory (okolica Rzeszowa), w innych przeważał naprzemian wpływ morza lub wody słodkiej i nagromadzały się osady czysto morskie, poprzegradzane limanowymi (Kałusz), w których często znachodzą się pokłady węgla brunatnego (Myszyn, Dżurów, Nowosielica i t. d.). Występowanie siarki wśród marglu swoszowickiego, utworu limanowego z mieszaniną organizmów lądowych i morskich, bardzo przypomina dzisiejsze limany czarnomorskie, gdzie procesy chemiczne odbywają się przy współudziale bakteryj, nagromadzających siarkę [1].

Przewaga wpływu raz morza, to znowu wody słodkiej, przebijająca się w charakterze petrograficznym warstw cerytyowych, w ich faunie i florze, świadczy o chwiejności linii wybrzeżnej ówczesnego morza. Poziom morza rozstrzyga o położeniu ujścia rzek [2]. Przesunięcia linii wybrzeżnej pociągają za sobą przesuwanie się ujścia, a wynikające stąd zmiany w profilu rzeki posuwają się zwolna coraz dalej w górę, oczywiście z malejącą amplitudą. Im bardziej jest odległym od ujścia jakiś punkt, tem później i tem słabiej będzie rea-

[1] Por. Neues Jahrb. f. Miner., 1900, I, ref. str. 225—6.

[2] »Das Niveau der Mündung in ein Wasserbecken... ist die Basis für die ganze Thalbildung« (Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, I, str. 296).

gował na zmiany, wywołane u ujścia rzeki przez przesuwanie się linii wybrzeżnej. Jasną jest tedy rzeczą, że dziś, gdy ujścia dwóch arteryj karpackich, Wisły i Dniestru, są od Karpat o setki km oddalone, nawet znaczne zmiany w stanie poziomu morza u ich ujść muszą być dla hydrografii Karpat obojętnemi, ale nie można tego powiedzieć o epoce osadzania się warstw cerytyowych, kiedy rzeki karpackie miały bieg krótki, a morze znachodziło się tuż u podnóża Karpat.

Obfitość resztek roślinych i liczne wtrącenia allochtonicznego węgla brunatnego wśród warstw cerytyowych są dowodem, że wtedy Karpaty były już pokryte gęstą szatą roślinną, co nie jest bez znaczenia przy rozpatrywaniu ówczesnych warunków erozyi i denudacyi.

Po osadzeniu się II. piętra śródziemnomorskiego jeszcze się odezwały siły górotwórcze, wydźwignęły utwory tego piętra z poziomego ułożenia i sprowadziły nowe zmiany w położeniu dolnego poziomu denudacyi.

Z nastaniem epoki sarmackiej morze ustępuje z zajmowanych dotąd obszarów, a właściwie rozpada się na wielkie jeziora, których woda ulega z czasem wysłodzeniu. W tym czasie, a jeszcze bardziej podczas epoki plioceńskiej, morze opuściło środkową Europę. Dopiero w większej odległości znachodziły się dokoła Karpat jedynie duże jeziora śródlądowe o wodzie słodkiej lub półsłonej (brackisch). Kurczenie się morza i pozostałych po niem jezior szczątkowych było oczywiście połączone z bardzo znacznemi przesunięciami poziomu wody i linii wybrzeżnej zbiorników, do których teraz musiały dążyć rzeki Karpat po opuszczeniu północnego ich brzegu. Ale w miarę jak morze, a raczej jego szczątki coraz bardziej oddalały się od Karpat, oddziaływanie tych zmian na ówczesną hydrografię karpacką stawało się coraz słabszem.

Nigdzie w obrębie Karpat nie znamy utworów ani sarmackiego, ani też plioceńskiego wieku. Te dwie epoki przedstawiają zatem dla Karpat okres niepodzielnego panowania czynników niszczących. Energiczne pogłębianie dolin w tym czasie było koniecznem następstwem faktu, że z końcem II. piętra śródziemnomorskiego morze opuściło północny brzeg Karpat, a więc i dolny poziom erozyi u wylotu dolin karpackich znacznie się obniżył.

Przegląd warunków erozyi w czasie okresu trzeciorzędnego pozwala na pewne wnioski co do maksymalnego wieku rzek karpa-

ckich. Nie tylko ze względu na spadek, ilość wody, siłę prądu i t. d., ale także co do wieku, można bieg każdej rzeki, która ma swe źródła w Karpatach, podzielić na dwie części, a mianowicie na część 1) karpacką (tj. górny bieg) i 2) pozakarpacką.

Powstanie górnego biegu rzek, wypływających w Karpatach, przypada na czas, kiedy suchy klimat paleomiocenskiej epoki (I. piętro śródziemnomorskie) zmienił się na wilgotny neomioceńskiej (II. piętro śródziemnomorskie), z tą bowiem chwilą po raz pierwszy mogła się zacząć wyrabiać w Karpatach trwała sieć rzeczna. Zaś dalsze, pozakarpackie części biegu tychże rzek są późniejsze i nie mogły powstać prędzej, aż morze neomioceńskie (II. piętro śródziemnomorskie) ustąpiło od zewnętrznego brzegu Karpat. Górny bieg rzek, których źródła znachodzą się w głębi Karpat, jest starszym od ich pozakarpackiego biegu, z wyjątkiem najwyższych części, tj. źródłowych potoków, gdzie erozya wsteczna ciągle robi postępy. Rzeki zatem, które wypływają z Karpat, są polygenetycznemi [1], t. zn. ich bieg składa się z części o rozmaitym wieku.

Ze względu na stosunek rzek do ruchów skorupy ziemskiej Powell (1875) wyróżnił dwa typy, a mianowicie rzeki 1) starsze od dyzlokacyj (antecedent) i 2) poźniejsze od dyzlokacyj (consequent). Jest rzeczą bardzo wątpliwą, czy podział Powell'a da się w rzeczywistości ściśle przeprowadzić. Każdy bowiem ruch większej partyi skorupy ziemskiej należy pojmować nie jako jednorazowy akt, ale jako wynik szeregu faz energicznego działania sił górotwórczych, przedzielonych okresami względnego spokoju. Każda rzeka ze względu na najdawniejszą fazę objawienia się sił górotwórczych, dzięki której jakiś obszar wynurzył się z morza i stał się lądem, powinna być zaliczoną do 2. typu Powell'a, zaś wobec późniejszych, często już słabszych zaburzeń tektonicznych przedstawia 1. typ. Tak wygląda historya rzeki Colorado w najnowszem oświetleniu przez Davis'a (1901) [2], to samo można twierdzić i o rzekach Karpat, na których wypiętrzenie złożyło się kilka okresów spotęgowania sił górotwórczych. W jakim zaś stosunku oba typy łączą się i mieszają w jednej i tej samej rzece, o tem rozstrzyga natężenie sił góro-

[1] Używam tego wyrazu za przykładem H. Hassingera (Geomorph. Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geograph. Abhandl. hrg. v. Penck, Bd. VIII, Heft 3, 1905, str. 204).

[2] Excursion to the Grand Canyon of the Colorado, str. 158 i 163.

twórczych w każdej fazie ich spotęgowania. Całkiem słusznie Hayes i Campbell podnoszą, że w razie gwałtowniejszych ruchów skorupy ziemskiej sieć rzeczna przedstawia 2. typ, zaś rzeki 1. typu mogą się rozwijać tylko wtedy, jeżeli wypiętrzanie odbywa się bardzo powoli, a zatem składa się nie z kilku intenzywnych faz, ale z niezmiernie wielu ruchów o małej amplitudzie [1].

Z nastaniem epoki dyluwialnej warunki erozyi w Karpatach doznały znacznej zmiany. W Zachodnich Karpatach lody z północy zajęły całe przedgórze, oparły się o brzeg karpacki i wcisnęły w ujścia dolin. Już sama pokrywa lodowa, jak daleko tylko sięgała, sprowadziła w sieci rzecznej ogromne zmiany, które musiały oddziałać także na działalność wody bieżącej w głębi dolin karpackich. Nagromadzenie się grubych pokładów najpierw materyału glacyalnego, a następnie nawianego pyłu (löss) musiało opóźnić pracę wody bieżącej i równało się podwyższeniu dolnego poziomu erozyi u wylotu dolin karpackich. Piękny przykład wpływu lodów z północy na ujścia dolin karpackich przedstawia dolina Sanu powyżej Przemyśla, na której stokach zachowały się żwiry glacyalne (t. zw. »Mischschotter«), głazy narzutowe pochodzenia skandynawskiego i zwały löss'u. Skoro zaś stoki są pokryte licznemi resztkami utworów dyluwialnych, to oczywiście dolina Sanu powyżej Przemyśla była wyżłobioną mniej więcej do dzisiejszych rozmiarów jeszcze przed nastaniem epoki dyluwialnej i nagromadzaniem się utworów glacyalnych.

Najdalej ku E wysuniętą okolicą, gdzie dyluwialne lody z północy jeszcze sięgały aż po zewnętrzny brzeg Karpat, jest według wszelkiego prawdopodobieństwa okolica Sambora [2]. Dalej ku E brzeg karpacki i południowa granica dyluwialnych lodów coraz bardziej oddalają się od siebie, aż wreszcie między obie te linie wciska się się potężnym klinem wyżyna podolska.

Zewnętrzny brzeg Wschodnich Karpat nie uległ wpływowi dyluwialnych lodów z północy, a własne lodowce [3] były tak lokalnem i odosobnionem zjawiskiem, że dla historyi sieci rzecznej zu-

[1] Geomorphology of the Southern Appalachians, str. 101.

[2] Przekrój, podany przez W. Friedberga (Sprawozd. IV. Gimn. we Lwowie za r. 1904, str. 24) z Dąbrówki na W od Sambora, między Strwiążem a Dniestrem, okazuje löss, a pod nim »żwiry lodowcowe«.

[3] Por. Romer, Kilka wycieczek, str. 469 i nast.

pełnie nie wchodzą w rachubę. Ale za to wilgotny klimat paleodyluwialnej epoki bez wątpienia objął także Wschodnie Karpaty. Znaczna wysokość uprawnia do przypuszczania, że wzrost opadów w czasie epoki paleodyluwialnej i jego wpływ na erozyę były we Wschodnich Karpatach o wiele silniejszymi, aniżeli w obrębie Podola. W historyi dolin Wschodnich Karpat okres spotęgowanej erozyi paleodyluwialnej nie da się tak uchwycić, jak w rozwoju jarów podolskich. Przyczyna tego tkwi w tem, że we wnętrzu Wschodnich Karpat nagromadzanie się löss'u, jeżeli w ogóle się odbywało (por. str. 22 i 23), nie osiągnęło ani w części takich rozmiarów i takiej trwałości, jak na wyżynie podolskiej, nie mogło zatem sprowadzić dłuższego zastoju erozyi i tak, jak na Podolu, zachować wyniki energicznej erozyi paleodyluwialnej przed zatarciem przez późniejsze pogłębianie i rozszerzanie dolin. Co prawda z chwilą, gdy wilgotny klimat paleodyluwialnej epoki zwolna zmienił się na stepowy neodyluwialnej, praca wód bieżących musiała stać się powolniejszą, ale nie doznała znaczniejszej przerwy i — choć ze zmniejszoną chyżością — dalej żłobiła doliny.

Nagromadzanie się löss'u objęło znacznie większy obszar, aniżeli pokrywa lodów, posuwających się z N Europy. To też nawiany pył dostawał się aż do zewnętrznego brzegu Wschodnich Karpat i materyał löss'owy, przeniesiony i przerobiony przez wodę bieżącą, a zarazem zmieszany z gliną karpackiego pochodzenia, wchodził w skład osadów rzecznych, które tworzyły się na dnie dolin u ich wylotu z Wschodnich Karpat. Tak np. gruby pokład gliny, tworzący najwyższą część terasy, która bez najmniejszej przerwy ciągnie się na lewym brzegu doliny Czeczwy i Łomnicy między Rożniatowem a Kałuszem, składa się w części z przerobionego materyału, którego dostarczyły wiatry w czasie epoki neodyluwialnej.

III.

Krasowe zjawiska na powierzchni Podola [1].

1. Lejki w obrębie pokładów gipsu.

Jako kotłowate, zamknięte zagłębienia lejki wśród gipsów Podola i Pokucia bez wątpienia okazują znaczne podobieństwo morfologiczne

[1] Z dotychczasowych badaczy tylko Teisseyre zajmował się bliżej tą kwestyą (Atl. geol. Gal., VIII, str. 262—70).

do »dolin« Krasu. Jedne i drugie są ściśle związane z występowaniem skał rozpuszczalnych na powierzchni ziemi i ich wypłókiwaniem przez wodę atmosferyczną. Ale sam proces tworzenia się kotłowatych zagłębień nie jest w obu wypadkach jednakowym. Tylko bardzo mała część »dolin« jest wynikiem zapadania się podziemnych wydrążeń; po największej części doliny powstają wskutek stopniowego rozszerzania szczelin i spojów między warstwami przez rozpuszczającą działalność wody atmosferycznej, wsiąkającej w głąb skał wapiennych [1]. Natomiast lejki podolskie zawdzięczają swe powstanie zapadaniu się podziemnych wydrążeń, stworzonych przez rozpuszczenie gipsu w wodzie. Świadczy o tem najlepiej dudnienie, które niejednokrotnie zauważono wśród obszarów gipsowych Podola [2]. Bardzo często w głębi świeższych lejków można widzieć sterczące bryły lub pokłady gipsu, których woda atmosferyczna nie miała jeszcze czasu rozpuścić, a szczegół ten jest również przekonywającym dowodem, że lejki gipsowe tworzą się wskutek zapadania się wydrążeń, a nie wskutek rozpuszczania gipsu od powierzchni coraz dalej w głąb pokładów.

Utarło się przekonanie, że lokalne trzęsienia ziemi na Podolu są wynikiem zapadania się podziemnych wydrążeń wśród pokładów gipsu, połączonego z powstawaniem lejków na powierzchni [3]. Patrząc na każdym niemal kroku na tyle świeżych lejków, które niedawno musiały powstać, skoro pokłady gipsu bieleją w ich wnętrzu, trudno przecież uwierzyć, żeby te nieliczne lokalne trzęsienia ziemi, jakie znamy z Podola, miały rzeczywiście swe źródło w zapadaniu się podziemnych wydrążeń wewnątrz pokładów gipsu. W takim razie bowiem słabe lokalne wstrząśnienia musiałyby być zjawiskiem prawie codziennem na Podolu, a jeszcze bardziej w pasie Pokucia, który przylega bezpośrednio od SW do paleozoicznego horstu. Aby uczuć wstrząśnienie, towarzyszące zapadaniu się podziemnego wydrążenia wśród gipsu, trzeba się znaleźć w tak wyjątkowo szczęśliwem położeniu, jak to się udało Boberskiemu, który w lecie r. 1871 podczas swego pobytu w Oleksińcach stał w odległości 30—40 m

[1] Cvijić, Das Karstphänomen. Geograph. Abhandl. hrg. v. Penck, Bd. V, Heft 3, str. 267 i nast.

[2] Atl. geol. Gal., I, str. 37 i 43.

[3] Láska, Die Erdbeben Polens. Mittheil. der Erdbeben-Commission, Neue Folge, Nr. VIII, str. 3.

od miejsca, gdzie powstało lejkowate zagłębienie wskutek zapadnięcia [1]. Musimy zatem uważać za słabe echo dawniejszych procesów tektonicznych nietylko te dwa trzęsienia ziemi na Podolu (17. sierpnia 1875 i 20. stycznia 1903) [2], których dyzlokacyjne pochodzenie nie ulega wątpliwości, ale wszystkie inne, nawet najbardziej lokalne wstrząśnienia, których zresztą znamy zbyt mało w stosunku do ilości ciągle tworzących się lejków. Przemawia za tem rozchodzenie się trzęsień ziemi z okolic w niewielkiej odległości od linij tektonicznych, które tworzą granicę paleozoicznego horstu i Pokucia lub innych otaczających zapadnięć. Jeżeli zaś trzęsienia ziemi na Podolu z reguły są słabemi i obejmują mały obszar, to szczegóły te nie są jeszcze dostatecznym dowodem ich związku z zapadaniem się pokładów gipsu, ale jedynie wskazują, że mamy do czynienia z bardzo słabym odgłosem dawniejszych zaburzeń tektonicznych wzdłuż brzegów paleozoicznego horstu.

Różnica w sposobie powstawania kotłowatych zapadnięć wśród skał wapiennych a gipsowych da się uzasadnić odmiennem zachowaniem się węglanu i siarczanu wapniowego wobec rozpuszczania przez wodę. Węglan wapniowy nie jest bezpośrednio rozpuszczalny w wodzie, ale dopiero za pośrednictwem bezwodnika węglowego, przy którego udziale zamienia się w rozpuszczalny dwuwęglan wapniowy. Woda atmosferyczna, wsiąkając w głąb szczelin, rozpuszcza po drodze węglan wapniowy, ale tylko tak długo, dopóki nie wyczerpie się jej zapas pochłoniętego bezwodnika węglowego [3]. W pewnej zatem głębokości musi ustawać roztwarzanie węglanu wapniowego przez wsiąkającą wodę. Zaś siarczan wapniowy jest bezpośrednio w wodzie rozpuszczalny. Dlatego woda zarówno na powierzchni, jak i w głębi ziemi może w jednakowym stopniu rozpuszczać pokłady gipsu i stwarzać podziemne wydrążenia.

Jest jeszcze i druga przyczyna, która sprawia, że proces tworzenia się lejków jest całkiem odmienny od powstawania »dolin« w Krasie. Wprawdzie zarówno wapień jak i gips są skałami nieprzepuszczalnemi, ale pierwszy z reguły posiada gęstą sieć szczelin,

[1] Poglądy na powstawanie trzęsień ziemi. Przegląd Polski, t. 84, str. 507.

[2] O trzęsieniu ziemi z 20. stycznia 1903 por. Mitteil. Erdbeben-Komm. Akad. Wiss. Wien, Neue Folge, Nr. XXV, str. 156—8.

[3] Średnio 0·44 cm^3 w 1 l wody deszczowej. Ale na powierzchni ziemi woda atmosferyczna może się wzbogacać w CO_2, jeżeli natrafia na rozkładającą się materyę organiczną.

które pozwalają wodzie przenikać od powierzchni w głąb. Zaś gipsowi brak szczelin i jego pokłady, często poprzegradzane ilastemi warstewkami, można uważać za skałę nieprzepuszczalną. Toteż przy rozpuszczaniu pokładów gipsu wchodzi w grę przedewszystkiem woda, zbierająca się w warstwach przepuszczalnych w ich stropie lub spągu [1]. Rozpuszczanie pokładu gipsu przez wodę zazwyczaj rozpoczyna się od jego górnej lub dolnej powierzchni i dopiero z czasem woda sama sobie stwarza drogi do wnętrza pokładów gipsu.

Skoro kraje nad Adryatykiem są główną podstawą naszej znajomości zjawisk krasowych, nie można stosować tego morfologicznego określenia do podolskiego krajobrazu, nie uczyniwszy wpierw bardzo ważnych zastrzeżeń [2].

W przeciwieństwie do wapieni krasowych gipsy podolskie (z wyjątkiem alabastru) zawierają dużo nierozpuszczalnych domieszek ilastych, a nawet całe wtrącenia iłu. Wskutek tego nierozpuszczalny osad nagromadza się stosunkowo bardzo szybko i zatyka przewody, prowadzące w głąb skały. Lejki zabagnione lub przemijająco wypełniające się wodą powstają nietylko wtedy, gdy — jak w »dolinach« Krasu — poziom wody gruntowej wzniesie się powyżej dna lejka, ale także w takim razie, jeżeli nieprzepuszczalna warstwa ilastego osadu wyściela wnętrze lejka.

W Krasie rozpuszczanie wapienia dostarcza szczupłej tylko ilości nierozpuszczalnego osadu, a i ta wskutek ubóstwa szaty roślinnej zostaje wkrótce usunięta przez czynniki atmosferyczne. Natomiast Podole znachodzi się w warunkach wprost przeciwnych, sprzyjających szybkiemu nagromadzaniu się i utrwaleniu eluwialnego osadu. Podczas gdy w Krasie — dopóki istnieją warunki, sprzyjające roz-

[1] Bardzo pouczającym przykładem są rezultaty, jakie osiągnięto przy kopaniu studni w Czortowcu w r. 1874. Jak mnie ówczesny właściciel Czortowca, p. Władysław Przybysławski był łaskaw poinformować, na pokładzie gipsu natrafiono na bardzo skąpy zapas wody, poczem zaczęto przy pomocy drąga żelaznego łupać otwór w gipsie. Po pewnym czasie drąg żelazny naraz się zapadł, a z otworu trysnęła woda zrazu pod znacznem ciśnieniem hydrostatycznem. Wprawdzie wytryskiwanie wody wysokim strumieniem wkrótce ustało, ale po niewielkiem pogłębieniu studni natrafiono pod gipsem na obfity i trwały poziom wody gruntowej. Bliższe szczegóły podałem w innem miejscu (por. Łoziński, Wyniki badań hydrogeolog. w pow. horodeńskim. Kosmos, t. 30, str. 357—8).

[2] Pomijam aż nadto widoczną różnicę w miąższości kompleksu skał rozpuszczalnych, a zatem także w rozmiarach i w trwałości zjawisk krasowych.

wojowi zjawisk krasowych — »doliny« rozszerzają się stopniowo i po kilka łączą w jedną całość, u gipsowych lejków podolskich przebieg rozwoju jest wprost odwrotny. Te bowiem są najwyraźniejsze w pierwszem stadyum rozwoju, a z biegiem czasu zmniejszają się i coraz bardziej zatracają swój charakterystyczny kształt, chyba że nastąpi nowe zapadnięcie się podziemnego wydrążenia. Weźmy pod uwagę najprostszy przykład, a mianowicie lejek, który powstaje wskutek jednorazowego zapadnięcia się podmytego pokładu. Wprawdzie woda atmosferyczna szybko usuwa pokłady gipsu, sterczące wewnątrz lejka w pierwszem stadyum jego rozwoju, ale równie szybko nagromadza się nieprzepuszczalna warstwa eluwialnego iłu, która chroni pokłady gipsu przed dalszem wypłókiwaniem. Wegetacya utrwala osad ilasty, pozostały po rozpuszczeniu gipsu, a spływająca woda deszczowa zwolna wypełnia lejek materyałem ilastym lub gliniastym, zabranym ze ścian lejka i z jego najbliższego otoczenia. Wskutek tego lejek staje się coraz płytszym, a równocześnie rozszerza się jego obwód. Ściany lejka przybierają coraz łagodniejsze nachylenie, a brzeg, pierwotnie ostry i wyraźny, tak się z czasem zaciera, że granice lejka stają się nieuchwytnemi. Wreszcie wnętrze może już być polem uprawnem i z tą chwilą lejek wchodzi w ostatnie stadyum swego rozwoju. Teraz już tylko rozmiary lejka rozstrzygają, kiedy ostatecznie zniknie pod wpływem kultury. Obszary gipsowe Podola dostarczają niezliczonych przykładów lejków w najrozmaitszych stadyach rozwoju. Od lejków, w których sterczą pokłady gipsu [1], można znaleźć wszystkie przejścia aż do całkiem płaskich, zaoranych i uprawianych zagłębień.

Woda gruntowa, która rozpuszcza pokłady gipsu, przesiąka zazwyczaj także utwory przepuszczalne w ich spągu. W obszarze, przylegającym od SW do paleozoicznego horstu (Pokucie), gdzie pokłady gipsu są najsilniej rozwinięte, woda gruntowa zatrzymuje się na powierzchni zbitego marglu górnokredowego, który tutaj posiada bardzo znaczną miąższość. Zaś na Podolu właściwem najgłębszą granicę, do jakiej woda gruntowa może w głąb dochodzić, tworzy powierzchnia utworów paleozoicznych.

Dla rozwinięcia się zjawisk krasowych koniecznym jest warunek, żeby dolny poziom erozyi nie dosięgał nieprzepuszczalnej podstawy,

[1] Por. reprodukcyę mego zdjęcia lejka w Czortowcu w tekscie do 18. zeszytu Atlasu geologicznego Galicyi.

na której spiętrza się woda gruntowa, wchodząca w grę przy rozpuszczaniu skał i wywoływaniu zjawisk krasowych [1]. Na Pokuciu, jak to widać w okolicy Czortowca lub Olejowej Korolówki, erozya wód płynących zaledwie dosięgła nieprzepuszczalnej podstawy wody gruntowej i tylko w najgłębszych częściach dolin okazują się najwyższe partye górnokredowego marglu. Tymczasem na Podolu właściwem dno jarów, wciętych głęboko w utwory paleozoiczne, znachodzi się o kilkadziesiąt metrów poniżej ostatecznej granicy, do jakiej może przesiąkać w głąb woda atmosferyczna. Toteż świeżość i najsilniejszy rozwój zjawisk krasowych na Pokuciu jest następstwem nietylko znacznego wzrostu miąższości pokładów gipsu w porównaniu z paleozoicznym horstem [2], ale także i tej okoliczności, że tutaj pokłady gipsu znachodzą się w znacznie niższem położeniu hipsometrycznem [3] i wody płynące o wiele później zaczęły się wcinać w ich nieprzepuszczalną podstawę, aniżeli na Podolu właściwem. Doskonałym przykładem jest NW część powiatu horodeńskiego, gdzie odbywa się przejście od Podola właściwego do Pokucia. Okolica Okna i Czortowca przedstawia jeden z najpiękniejszych i najbardziej typowych krajobrazów obszaru gipsowego, w miarę zaś, jak oddalamy się stąd ku N i zbliżamy do jaru Dniestru, lejki bardzo szybko znikają i stają się coraz rzadszymi, a wreszcie w pobliżu Dniestru pojawiają się już tylko sporadycznie [4].

Dziś zjawiska krasowe w obrębie Podola właściwego są w zaniku. Najdogodniejsze warunki ich rozwoju istniały jeszcze przed paleodyluwialnym okresem spotęgowanej erozyi. Wtedy bowiem głębokość dolin była bez porównania mniejszą i erozya nie naruszyła jeszcze nieprzepuszczalnej podstawy wody gruntowej. Odtąd, w miarę jak erozya szybko postępowała i rzeki coraz głębiej wcinały swe jary w nieprzepuszczalną podstawę, zjawiska krasowe musiały się stopniowo zacierać i dzisiejsze rysy krasowe w krajobrazie Podola właściwego mają charakter szczątkowy.

---

[1] A. Grund, Karsthydrographie. Geograph. Abhandl. hrg. von Penck, Bd. VII, Heft 3, str. 191—2.

[2] Por. pouczające daty, zestawione przez Teisseyrego (Atlas geolog. Gal., VIII, str. 297).

[3] Ibid., str. 268 i 297.

[4] Por. następujące arkusze mapy szczegółowej (1:75000): Kołomyja, Zaleszczyki, Jagielnica-Czernelica, Tyśmienica-Tłumacz.

2. Zjawiska krasowe wśród senonu na NE od Złoczowa.

Zjawiską krasowe Podola nie ograniczają się wyłącznie do występowania pokładów gipsu [1]. Drugim utworem, który obok gipsu może stać się siedliskiem objawów krasowych, jest margiel senoński, a to dzięki swej miąższości, ciągłości i znacznemu rozprzestrzenieniu. Z drugiej strony jednak niekorzystne właściwości petrograficzne, a mianowicie bardzo mała zwięzłość i znaczna domieszka materyału ilastego lub piasczystego sprawiają, że margiel senoński tylko wyjątkowo i to w bardzo ograniczonych rozmiarach może okazywać zjawiska krasowe. Jedynem miejscem, gdzie wśród marglu senońskiego rozwinęły się objawy krasowe na stosunkowo znaczniejszej przestrzeni, jest okolica na NE od Złoczowa. Lejkowate lub kotłowate zagłębienia, z reguły małych rozmiarów, których mnóstwo spotykamy między Majdanem, Żarkowem i Jasionowem, można podzielić na dwie grupy.

1. Lejkowate zagłębienia (oka, okna), wypełnione wodą, której szmaragdowa barwa przypomina górskie jeziora i świadczy o względnie znacznej głębokości. Woda dopływa z głębi niewidocznemi szczelinami w takiej obfitości, że każde okno jest początkiem silnego strumienia, w którym znaczna ilość wody szybko odpływa. Strome brzegi okien składają się po największej części z gliny, zawierającej często okruchy marglu senońskiego i są pokryte gęstą roślinnością, z pod której tylko w niewielu miejscach przeziera margiel senoński. Ponad zwierciadłem wody w oknie, które znachodzi się w miejscu »Bobutycha« między Majdanem a Żarkowem [2], sterczy stroma ścianka marglu senońskiego. Wąski rąbek tego samego utworu odsłania się wzdłuż SE brzegu »Sinego Oka«. Okna są formą źródeł, najściślej związaną z marglem senońskim, a polegającą na tem, że woda, wypływająca z głębi niezliczonemi wąskiemi szczelinkami, wskutek rozpuszczania węglanu wapniowego rozszerzyła ich wyloty w lejkowate kotliny o stromych ścianach. Nie ulega wątpliwości, że każde

[1] Teisseyre (Sprawozd. z badań geol. w okolicy Rohatyna, Przemyślan i Bóbrki-Mikołajowa. Sprawozd. Kom. Fizyograf., t. 31, str. 219) wspomina o lejkach wśród kredy, wapieni litotamniowych i wśród piaskowca śródziemnomorskiego.

[2] Qu na mapie szczegółowej 1:75000, ark. Złoczów.

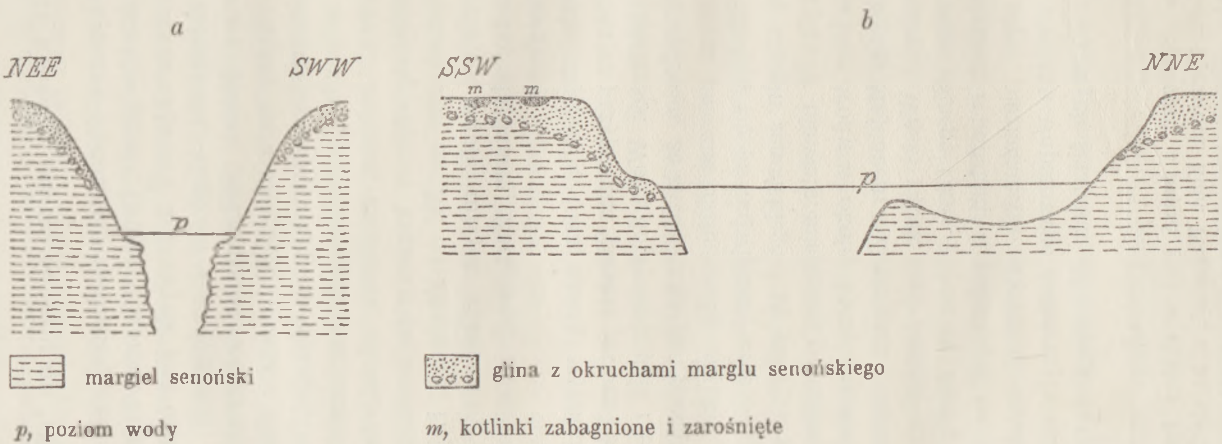


Fig. 7. Przekroje »oka« w miejscu Bobutycha (a) i Sinego Oka (b) na E od Majdanu w powiecie brodzkim.

okno w głąb zwolna się zwęża i wreszcie przechodzi w pęk niedostrzegalnych szczelinek. Jako zupełna analogia okien przedewszystkiem nasuwają się źródła, zwane »bîme (abîme)« w dorzeczu rzeki Vanne w Szampanii, które tak samo wydobywają się z szczelinowatej kredy i są bardzo trwałe. Jedno z nich, »Bîme de Cérilly«, na 5 m głębokie, jest wypełnione nadzwyczaj przejrzystą wodą i — podobnie jak nasze okna — w pojęciach miejscowej ludności przez długi czas uchodziło za niezgłębione [1].

2. Kotłowate lub lejkowate doły, gęsto zarośnięte, pojawiają się gromadnie na dnie rozwartych wcięć erozyjnych i w czasie deszczu lub tajania śniegu pochłaniają wodę, która spływa z wyższych części tych wcięć. Jak okna, tak samo też i lejkowate doły pojawiają się w obrębie marglu senońskiego i są ujściami pęków szczelinek, rozszerzonemi wskutek rozpuszczania węglanu wapniowego przez wodę atmosferyczną, która do nich ścieka. Różnią się zaś od okien tem, że zamiast wydawać pochłaniają wodę, a zarazem wyższem w porównaniu z niemi położeniem hipsometrycznem. Okno w miejscu »Bobutycha« znachodzi się zaledwie w nieznacznej wysokości ponad płaskiem dnem szerokiej doliny Wolicy, jednego ze źródłowych potoków Seretu. Naprzeciw tego okna, po drugiej (lewej) stronie Wolicy łączy się z jej doliną boczna dolina, która dalej w górę rozwidla się na dwa ramiona, skierowane ku N i W. Otóż w najniższych częściach obu tych ramion i u ich zbiegu znachodzą się rozrzucone wśród lasu doły kotłowate, mniej więcej o 15—25 m [2] ponad oknem w miejscu »Bobutycha«. Doły te są wprawdzie gęsto zarośnięte i nie odsłaniają żadnego utworu, ale bez wątpienia znachodzą się jeszcze wśród marglu senońskiego, którego górna granica na lewym stoku doliny Wolicy sięga do znacznej wysokości [3]. W daleko większej ilości, jeden obok drugiego pojawiają sie takie same doły lejkowatego lub nieregularnego kształtu na SEE od Majdanu, w głębi płytkiego, lesistego parowu poniżej środkowego z 3 mostków

[1] Daubrée, Les eaux souterr. à l'époque actuelle, t. 1, str. 147—9. Rysunek źródła »Bîme de Cérilly« na str. 148 uderzająco przypomina okna.

[2] Według pomiaru barometrycznego.

[3] Skoro nierówności powierzchni marglu senońskiego przebiegają mniej więcej zgodnie z dzisiejszem ukształtowaniem pionowem (Atl. geol. Gal., VIII, str. 179), to rzecz jasna, że w bocznych dolinach i parowach, które wżerają się w grzbiet działu wodnego, senon musi sięgać do większej wysokości, aniżeli na stokach dolin głównych.

na drodze do Huty Pieniackiej. I tutaj lejkowate doły wraz z swem otoczeniem są zupełnie zarośnięte. Ale już o kilkaset kroków dalej w dół, u zbiegu sąsiednich parowów, a więc znacznie dalej ku S, aniżeli na mapie geologicznej [1], wyziera w samej głębi margiel senoński, podczas gdy na stokach widać wapienie litotamniowe. Idąc stąd dalej w dół doliną, powstałą z połączenia wszystkich trzech parowów, natrafiamy od czasu do czasu na margiel senoński i wreszcie, o 25—40 m poniżej dołów pochłaniających wodę dochodzimy do »Sinego Oka«, z którego silny strumień wody odpływa do Wolicy. Całkiem podobne zagłębienia, pochłaniające wodę, pojawiają się w wielu innych miejscowościach w tej okolicy, jak np. koło Podhorzec [2] i Werchobuża [3].

Zarówno okna jak i doły pochłaniające wodę są wybitnymi objawami krasowymi. Ich zupełną analogię mamy w tych źródłach Krasu, które dostarczają trwałego i silnego strumienia bardzo czystej, zimnej wody (sources Vauclusiennes) i w ponorach, pochłaniających wodę. Nie ulega wątpliwości, że oba powyższe typy zjawisk krasowych w okolicy Złoczowa są przywiązane do marglu senońskiego [4]. Z reguły powierzchnia marglu senońskiego tworzy nieprzepuszczalną podstawę, na której spiętrza się cały zapas wody gruntowej utworów młodszych. Gdzie zaś w głębszych wcięciach terenu margiel senoński okazuje się na powierzchni, tam cały opad atmosferyczny powinien po części parować, a po części odpływać bez utraty wody wsiąkającej. Tylko miejscami, dzięki istnieniu sieci drobnych szczelin, woda może dostawać się do najwyższych partyj marglu senońskiego i krążyć w niezliczonych szczelinkach. Lejkowate lub kotłowate zagłębienia powstały z licznych a drobnych szczelinek, których ujścia zostały stopniowo rozszerzone wskutek rozpuszczania węglanu wapniowego przez wodę wsiąkającą (doły pochłaniające wodę) lub wydobywającą się w źródłach (okna). Nic dziwnego, że wsiąkająca

[1] Atl. geol. Gal., VII, arkusz: Złoczów.

[2] Pamiętnik II. Zjazdu lekarzy i przyrodn. polskich, 1875, str. 153—4.

[3] Atl. geol. Gal., VIII, str. 269, uw. 1.

[4] Już S. Płachetko trafnie rozpoznał ścisły związek z marglem senońskim (Pamiętnik II. Zjazdu, str. 155). Później zaprzeczył temu Hilber (Geol. Studien in den ostgaliz. Miocän-Gebieten. Jahrb. geol. Reichsanst., t. 32, str. 253—4), zaś Łomnicki przypisywał powstawanie lejków i okien w Złoczowskiem mechanicznemu działaniu wody na mało zwięzłe utwory mioceńskie (Atl. geol. Gal., VII, str. 75).

woda atmosferyczna rozpuszcza węglan wapniowy do pewnej głębokości, to znaczy tak długo, dopóki nie wyczerpie się zupełnie jej zawartość bezwodnika węglowego, pochłoniętego w atmosferze i na powierzchni ziemi, w zetknięciu z rozkładającą się materyą roślinną. Ale daleko trudniej wyjaśnić, skąd woda, wydobywająca się w oknach z głębi marglu senońskiego, posiada jeszcze tyle bezwodnika węglowego, iż może rozpuszczać węglan wapniowy i stopniowo rozszerzać ujścia szczelinek. Płachetko starał się uchylić tę trudność przypuszczeniem, że woda źródlana czerpie pewną ilość bezwodnika węglowego z przemiany węglanu wapniowego w gips pod wpływem siarczanu żelazawego, którego dostarcza rozkład konkrecyj pirytu [1]. Duże konkrecye pirytu, częściowo lub w całości przemienione w limonit i otoczone skorupą krystalicznego gipsu, są tak obfitemi w marglu senońskim (np. koło Lwowa), że bez kwestyi ich rozkład mógł dostarczyć wodzie podziemnej tej drobnej ilości bezwodnika węglowego, jakiej było potrzeba do powolnego, stopniowego wypłókania niewielu i niewielkich okien, rozrzuconych na większej przestrzeni na NE od Złoczowa. Ruch wydobywającej się i odpływającej wody oczyszcza okna z materyału eluwialnego, jaki pozostaje po wypłókaniu węglanu wapniowego z marglu senońskiego. Okna też pozostają przez długi czas otwartemi. Natomiast w lejkowatych zagłębieniach, gdzie woda atmosferyczna znika w szczelinach, które w głąb coraz bardziej się zwężają, osad eluwialny szybko się nagromadza i zarasta, a stąd zagłębienia te wkrótce się zatykają i zanikają.

Petrograficzne właściwości marglu senońskiego, a mianowicie jego mała zwięzłość i wielka domieszka materyału klastycznego są dla objawów krasowych bardzo niekorzystnemi. To też na całej przestrzeni, jaką zajmuje margiel senoński dokoła paleozoicznego horstu Podola, tylko w tej jednej okolicy zjawiska krasowe mogły się rozwinąć na nieco większą skalę, zresztą zaś są wielką rzadkością. Oczywiście objawów krasowych nie należy tak pojmować, jak gdyby krążenie wody podziemnej odbywało się w większych wydrążeniach, których istnienia nie możnaby pogodzić z niewytrzymałością marglu senońskiego [2]. Z reguły woda podziemna krąży w marglu senońskim po gęstej sieci bardzo drobnych szczelinek, które odgrywają podobną rolę, jak pory skał klastycznych. Tylko wyjątkowo może tu i owdzie

[1] Pamiętnik II. Zjazdu, str. 155—6.

[2] Ibid., str. 156.

jakaś szczelina, rozszerzona przez wodę, dłużej się utrzymać i spowodować zjawisko, że w źródle Bugu w Werchobużu wypływają przedmioty, pochłonięte gdzieindziej razem z wodą atmosferyczną [1].

Śródziemnomorski klimat Krasu adryatyckiego odznacza się ogromną zmiennością ilości opadu atmosferycznego w rozmaitych porach roku, a równolegle z tem i stan wód podziemnych podlega w ciągu roku bardzo znacznym wahaniom. Dlatego niektóre ujścia szczelin zmieniają swoją funkcyę w zależności od pór roku i naprzemian pochłaniają lub wyrzucają wodę (Estavellen). W naszym klimacie natomiast poziom wód podziemnych utrzymuje się przez cały rok mniej więcej w jednakowem położeniu, a wskutek tego i funkcya lejkowatych zagłębień pozostaje bez zmiany. Wyżej położone zagłębienia znachodzą się ponad poziomem wody, wypełniającej szczeliny marglu senońskiego i stale służą do pochłaniania wody, o ile oczywiście w braku opadów nie są całkiem suchemi. Zaś okna dzięki swemu niższemu położeniu sięgają do poziomu wody podziemnej w marglu senońskim i są trwałemi źródłami o niewielkiej zmienności odpływu wody.

3. Zjawiska kryptokrasowe.

Zjawiska krasowe występują nietylko tam, gdzie skały rozpuszczalne w wodzie znachodzą się tuż przy powierzchni i są bezpośrednio wystawione na działanie wody atmosferycznej. Można także spotkać objawy krasowe w utworach wapiennych, które są pokryte grubym kompleksem pokładów przepuszczalnych, a zarazem zbyt ubogich w węglan wapniowy, aby jego rozpuszczanie mogło odebrać wodzie wsiąkającej cały zapas bezwodnika węglowego. Tego rodzaju objawy należałoby nazwać k r y p t o k r a s o w y m i [2]. Bardzo rozpo-

[1] Atl. geol. Gal., VIII, str. 269, uw. 1. — Pamiętnik II. Zjazdu, str. 154.

[2] Jako najlepszy przykład zjawiska kryptokrasowego przytoczyć wypada niektóre partye dolin w S Belgii, któremi rzeki płyną w kierunku W—E wzdłuż S brzegu zagłębia węglowego. Doliny te, jak np. dolina Mozy powyżej Andenne, miejscami na przeszło 1 km szeroka, powstały w znacznej części wskutek stopniowego rozpuszczania dewońskich i karbońskich wapieni przez wodę podziemną. Wskutek tego te same utwory trzeciorzędne, które pokrywają wierzchołki wyżyny, w dolinach znachodzą się w znacznie niższem położeniu i wyścielają ich dna, spoczywając bezpośrednio na przewróconym i stromo nachylonym kompleksie paleozoicznych wapieni. Ale i na samej wyżynie utwory trzeciorzędne

wszechnionem zjawiskiem kryptokrasowem w obrębie paleozoicznego horstu jest rozpuszczanie górnych partyj ławic litotamniowych przez wodę gruntową i tworzenie się gliny eluwialnej (por. str. 21 i 40), która jedynie żółtą barwą różni się od »terry rossy«, zupełnie analogicznego produktu rozpuszczania wapieni w Krasie adryatyckim.

nie wszędzie zachowały pierwotne położenie, miejscami bowiem doznały powolnego obniżenia o kilkanaście metrów, ponieważ najwyższe partye utworów kredowych w ich spągu zostały zwolna wypłókane przez wodę podziemną i pozostawiły po sobie jedynie warstwę dużych krzemieni. Por. Van den Broeck et Rutot, De l'extension des sédiments tongriens sur les plateaux du Condroz et de l'Andenne et du rôle géolog. des vallées d'effondrement dans les régions à zones calcaires de la Haute Belgique. Bull. de la Soc. Belge de géol., II, 1888, str. 11 i nast. i przekrój na str. 21.

Treść.

Tabl. I.

E W



A. Widok żwirowisk nad Łomnicą z mostu w Perehińsku
(według fotogr. zdjęcia autora).

NW SE



B. Żebra erozyjne na lewym stoku jaru Seretu między Kasperowcami a Szczytowcami
(według fotogr. zdjęcia autora).

Tabl. II.

SW NE



A. Alluwialna terasa na prawym brzegu Seretu powyżej Czortkowa
(według fotogr. zdjęcia autora).

W E



B. Boczny jar Seretu w Lesiecznikach
(według fotogr. zdjęcia autora).

Tabl. III.

NE SW



A. Jar Dupy między Bedrykowcami a Kasperowcami
(według fotogr. zdjęcia autora).

NE SW



B. Formy wietrzenia cenomańskiego piaskowca na lewym stoku jaru Dupy między Bedrykowcami a Kasperowcami
(według fotogr. zdjęcia autora).

NE SW



A. Jar Dniestru poniżej Horodnicy
(według fotogr. zdjęcia autora).

NNE SSW



B. Kotłowate doły na NE od środkowego z 3 mostków przy drodze z Majdanu do Huty Pieniackiej
(według fotogr. zdjęcia autora).

Tabl. V.

NEE SWW



A. »Oko« w miejscu Bobutycha między Majdanem a Żarkowem
(według fotogr. zdjęcia autora).

NWW SEE



B. »Sine Oko«
(według fotogr. zdjęcia autora).